



Universidade de Aveiro

Universidade do Porto

2014

Departamento de Geociências

Departamento de Geociências, Ambiente e
Ordenamento do Território

**Fábio André Craveiro
Martins**

**Fusão crustal e metamorfismo de alto grau no
Domínio Ceará Central (Nordeste do Brasil)**

**Fábio André Craveiro
Martins**

**Fusão crustal e metamorfismo de alto grau no
Domínio Ceará Central (Nordeste do Brasil)**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geomateriais e Recursos Geológicos, realizada sob a orientação científica da Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro e da Doutora Beatriz Valle Aguado, Professora Associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Dedicado aos meus pais e avós

O júri

Presidente

Professor Doutor Fernando Ernesto Rocha de Almeida
Professor associado da Universidade Aveiro

Professora Doutora Maria dos Anjos Marques Ribeiro
Professora associada da Universidade do Porto

Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo
Professora auxiliar da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Após a conclusão deste trabalho, no qual investi grande esforço e dedicação, muitos são aqueles a quem devo um agradecimento pelo contributo e que, de alguma forma, tornaram possível este trabalho:

Um agradecimento especial à Professora Doutora Maria do Rosário Azevedo, à Professora Doutora Beatriz Valle Aguado e ao Professor Doutor José de Araújo Nogueira Neto (Zeca), por me terem dado a oportunidade de estudar migmatitos. Agradeço a amizade, dedicação, a partilha de conhecimentos e todo o apoio ao longo deste percurso.

A todos os professores da Universidade Federal do Ceará pelos conhecimentos transmitidos durante a parte curricular do mestrado, onde destaco o Prof. Clóvis, Prof. César Veríssimo, Prof. César Martineli, Prof. Otaciel, Prof^a. Cynthia, Prof. Itabaraci, Prof^a. Tereza e Prof^a. Glória.

Ao Joel, Wollker, Diones e Prof. Cristiano Magini pelo companheirismo e ajuda durante o trabalho de campo em Banabuiú.

À Unidade de Investigação *Geobiotec* por me ter dado oportunidade de estar presente no IX Congresso Nacional de Geologia.

Ao Lobinho pela ajuda na serragem das amostras, à Dona Manuela pela confecção das lâminas delgadas e à Eng^a Sara Ribeiro pela ajuda e disponibilidade na Geologia Isotópica.

À comunidade Cearense, onde destaco a “galera” da Sala do Zeca, o povo do Curso de Geologia, a “galera que pegava” o Ônibus Pici-Pitombeira e a República Ibérica agradeço a todos pela hostilidade durante a minha estadia no Ceará, a amizade, as horas de estudo, as viagens de campo e os momentos de farra.

Ao António (P1), Joni (P2) e Cardoso (P4) pela amizade e pelas discussões geológicas sempre produtivas.

Aos meus amigos (de sempre) Xico, Mila, Diana, Rafa, Décio, Rita, Inês, Arminda, Edu, Tiago, Patrick, Fábio Valente, Liliana, Tito, Miguel, Bitarães, Magalhães e entre outros, pela presença, amizade e pelos momentos passados.

Por último, um especial agradecimento à minha mãe, pai, avós e padrinho (Nuno) por sempre demonstrarem interesse na minha formação, tanto académica como pessoal, pela amizade e carinho sempre presente.

palavras-chave

Complexo Gnáissico-Migmatítico, migmatitos estromáticos, diatexitos, granito de Banabuiú

resumo

A área de estudo localiza-se no Domínio Ceará Central (NE do Brasil). É constituída, em grande parte da sua extensão, por rochas orto- e para-derivadas de idades compreendidas entre o Paleoproterozóico e o Neoproterozóico, intensamente afetadas por metamorfismo regional e migmatização durante o ciclo Orogénico Brasileiro/Pan-Africano (~600 M.a).

Na parte ocidental da região, o Complexo Gnáissico-Migmatítico (CGM) contata com um maciço granítico de tipo S (Granito de Banabuiú) de grandes dimensões e com um pequeno corpo granodiorítico (Fácies Novo Encanto) intruídos nas fases finais da Orogenia Brasileira.

As evidências de campo e de petrografia revelam que os ortognaisses e paragnaisses presentes no substrato da região sofreram fusão parcial durante a terceira fase de deformação brasileira (D_3), num regime tectónico transcorrente ligado à atuação da zona de cisalhamento esquerda de Orós.

No entanto, os abundantes volumes de leucossomas intercalados nestas rochas parecem ter sido essencialmente gerados em níveis estruturais algo mais profundos e injetados nestes terrenos sob a forma de veios leucocráticos, levando a interpretar o CGM como um complexo anatético de injeção.

Em fases mais avançadas do evento metamórfico de alto grau, a produção de maiores quantidades de "melt" em profundidade terá estado na origem da formação dos diatexitos e do próprio granito de duas micas de Banabuiú. A ocorrência do granodiorito biotítico de Novo Encanto em íntima associação espacial com o batólito granítico de Banabuiú sugere ainda que a fusão parcial em grande escala de materiais da crosta continental superior foi acompanhada pela intrusão de pequenos volumes de magmas máficos de proveniência mantélica e/ou infracrustal.

Os dados geoquímicos e isotópicos (Sr-Nd) mostram que os veios leucocráticos, os diatexitos e o granito de Banabuiú partilharam a mesma fonte e podem ter derivado da fusão parcial de protólitos com composições semelhantes às dos paragnaisses encaixantes. A sua evolução parece ter sido controlada por processos de acumulação, cristalização fracionada e contaminação, em graus variáveis, com o resíduo sólido.

keywords

Gneiss-Migmatitic Complex, stromatic migmatites, diatexites, Banabuiú granite

abstract

The studied area is located in the Ceará Central Domain (NE Brazil). It is largely composed by Paleoproterozoic-Neoproterozoic igneous- and sedimentary-derived rocks, intensely affected by high-grade regional metamorphism during the Brazilian Orogeny (~600 Ma).

In the western portion of the region, the Gneiss-Migmatitic Complex (GMC) is intruded by an S-type granite (Banabuiú Granite) and a small body of a biotite granodiorite (Novo Encanto facies), both emplaced in the final stages of the Brazilian Orogeny.

Field and petrographic evidence reveal that the GMC orthogneisses and paragneisses were both affected by partial melting during the third Brazilian deformation phase (D_3), in a transcurrent tectonic regime related to the sinistral Orós shear zone.

However, the huge amounts of leucosomes associated with the orthogneisses and paragneisses appear to have been mostly generated at slightly deeper structural levels and injected in these terrains as leucocratic veins. As such, the GCM is interpreted here as an anatectic injection complex.

During the last stages of the high-grade metamorphic event, the production of larger amounts of melt at depth was responsible for the formation of the diatexites and the Banabuiú two-mica granite. The occurrence of the Novo Encanto biotite granodiorite in close association with the Banabuiú granite suggests that the partial melting episode was accompanied by the intrusion of small volumes of mafic magmas of still deeper origin (mantle / lower crust).

The geochemical and Sr-Nd isotopic data show that the leucocratic veins, the diatexites and the Banabuiú two-mica granite shared the same crustal source and could have been derived from partial melting of metasedimentary protoliths similar to the outcropping paragneisses. Their evolution appears to have been controlled by processes of crystal accumulation, fractional crystallization and variable degrees of contamination with the solid residue.

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	01
I.1. Objetivos do trabalho	01
I.2. Metodologia	02
I.3. Estrutura do trabalho	03
CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO	05
II.1. Enquadramento geográfico	05
II.1.1. Localização e acesso à área de estudo	06
II.2. Enquadramento geológico	07
II.2.1. Plataforma Estável Sul-Americana	08
II.2.2. A Província de Borborema	09
II.2.3. O Domínio Ceará Central (DCC)	12
II.2.3.1. Núcleo Arcaico-Paleoproterozóico	12
II.2.3.2. Complexo Acopiara	14
II.2.3.3. Complexo Ceará	14
II.2.3.4. Complexo Batolítico Tamboril-Santa Quitéria	15
II.2.3.5. Granitos Brasileiros	15
II.2.3.6. Bacias molássicas	16
II.2.3.7. Cobertura Cenozóica	16
CAPÍTULO III: GEOLOGIA LOCAL	17
III.1. Introdução	17
III.2. Complexo Gnáissico-Migmatítico	21
III.2.1. Paragneisses migmatíticas	21
III.2.2. Ortogneisses migmatíticos	24
III.2.3. Diatexitos	25
III.3. Granito de Banabuiú	27
III.4. Pegmatitos	28
III.5. Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ)	29
III.6. Principais estruturas tectônicas na área de estudo	30
CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA	33
IV.1. Complexo Gnáissico-Migmatítico	33
IV.1.1. Paragneisses hospedeiros	33
IV.1.2. Leucossomas em paragneisses	37
IV.1.3. Ortogneisses hospedeiros	39

IV.1.4. Leucossomas em ortognaisses.....	42
IV.1.5. Diatexitos.....	43
IV.2. Granitóides Brazilianos.....	45
IV.2.1. Granito de duas micas de Banabuiú.....	45
IV.2.2. Fácies novo encanto.....	46
IV.3. Evolução tectono-metamórfica.....	47
CAPÍTULO V: MÉTODOS ANALÍTICOS.....	51
V.1. Preparação física de amostras.....	51
V.2. Análise química de rocha-total.....	53
V.2.1. Espectrometria de Fluorescência de Raio X.....	53
V.2.1.1 Fundamentos teóricos.....	53
V.2.1.2. Determinação da Perda ao Rubro (PR)	55
V.2.1.3. Confeção de pastilhas prensadas.....	56
V.2.1.4. Determinação da composição em elementos maiores e traço.....	56
V.3. Determinação das razões isotópicas Sr - Nd.....	56
V.3.1. Digestão química das amostras.....	57
V.3.2. Cromatografia Iônica.....	57
V.3.3. Diluição isotópica.....	58
V.3.4. Análise por Espectrometria de Massa.....	58
V.3.4.1. Análise das razões isotópicas de Sr.....	58
V.3.4.2. Análise das razões isotópicas de Nd.....	60
CAPÍTULO VI: GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA.....	61
VI.1. Natureza dos protólitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico.....	61
VI.2. Classificação dos leucossomas, diatexitos e granitoides.....	65
VI.3. Diagramas de variação química.....	69
VI.3.1. Paragnaisses e leucossomas associados.....	69
<i>Elementos maiores</i>	69
<i>Elementos traço</i>	72
<i>Perfis de Terras Raras (REE)</i>	77
VI.3.2. Ortognaisses e leucossomas associados.....	80
<i>Elementos maiores e traço</i>	80
<i>Perfis de Terras Raras (REE)</i>	84
VI.3.3. Diatexitos.....	85
<i>Elementos maiores e traço</i>	85
<i>Perfis de Terras Raras (REE)</i>	89
VI.3.4. Maciço granítico de Banabuiú.....	90
<i>Elementos maiores e traço</i>	90

<i>Perfis de Terras Raras (REE)</i>	94
VI.4. Geologia Isotópica.....	95
VI.4.1. Introdução.....	96
VI.4.2. Sistema Rb-Sr.....	97
VI.4.3. Sistema Sm-Nd.....	98
VI.4.4. Geoquímica isotópica Sr-Nd.....	98
VI.4.5. Idades modelo (T_{DM}).....	100
VI.4.6. Resultados isotópicos Sr-Nd.....	100
VI.4.7. Idades modelo (T_{DM}).....	102
CAPÍTULO VII: CONCLUSÕES	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
 ANEXOS	
<i>Anexo 1</i>	I
<i>Anexo 2</i>	XI

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO

Figura II.1: Mapa do Brasil mostrando a sua divisão em regiões geográficas administrativas. A estrela vermelha representa a localização aproximada da área estudada.....	05
Figura II.2: Enquadramento geográfico da área de estudo e respetivo mapa topográfico.....	06
Figura II.3: Principais unidades geotectónicas do continente sul-americano. A estrela branca indica a localização aproximada da área de estudo (extraído de Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).....	07
Figura II.4: O Supercontinente Gondwana e os sistemas orogénicos neoproterozóicos. A localização relativa da área de estudo está assinalada com uma estrela vermelha (extraído de Hasui <i>et al.</i> , 2012).	08
Figura II.5: As províncias estruturais que fazem parte do Escudo Atlântico no território brasileiro. Na figura estão também representadas as Bacias do Paraná e Parnaíba (modificado de Almeida <i>et al.</i> , 1977 e Almeida <i>et al.</i> , 1981 por Smith & Sandwell, 1997).....	09
Figura II.6: Subdivisão da Província Borborema através dos lineamentos Patos e Pernambuco (extraído de Trompette, 1994).....	10
Figura II.7: Mapa geológico mostrando os três principais domínios geotectónicos da porção setentrional da Província Borborema. O quadrado vermelho representa a localização aproximada da área de estudo (extraído de Amaral <i>et al.</i> , 2012).....	11
Figura II.8: Subdivisão do Domínio Setentrional da Província Borborema de acordo com Arthaud <i>et al.</i> (1998) e Arthaud (2005) (extraído de Arthaud, 2005). A localização da área de estudo está representada pelo quadrado vermelho.....	12
Figura II.9: Principais unidades litoestratigráficas do Domínio Ceará Central (adaptado de Cavalcante <i>et al.</i> , 2003).....	13

CAPÍTULO III: GEOLOGIA LOCAL

Figura III.1: Mapa geológico da região de Banabuiú (extraído de Lima, 2014), mostrando a localização da área de estudo (retângulo preto).....	18
Figura III.2a: Mapa geológico da região estudada.....	19
Figura III.2b: Mapa geológico da região sul de Banabuiú com a localização dos afloramentos observados.....	20
Figura III.3: Bandado estromático em paragnaisse. Os leucossomas são paralelos à foliação S ₃ do paragnaisse hospedeiro (Aflor. 174).....	23
Figura III.4: Metatexito estromático paraderivado mostrando um volume de leucossomas superior a 40% do afloramento (Aflor. 95).....	23
Figura III.5: Leucossoma pegmatóide paralelo ao plano axial das dobras D ₃ , em continuidade com leucossomas concordantes com a foliação S ₂ dobrados pela D ₃ (Aflor. 21).....	23
Figura III.6: Outro aspeto de leucossoma pegmatóide paralelo ao plano axial das dobras D ₃ , que também está em continuidade com os leucossomas dobrados pela D ₃ (Aflor. 21).....	23
Figura III.7: Leucossomas discordantes preenchendo zonas dilatantes (Aflor. 56).....	23

Figura III.8: Leucossomas discordantes, cortando um bandado estromático paralelo à foliação S_3 (Aflor. 17).....	23
Figura III.9: Ortognaisse biotítico-moscovítico com foliação S_3 bem marcada (Aflor.150).....	24
Figura III.10: Aspeto de ortognaisse moscovítico-biotítico mostrando um “fabric” milonítico S_3 indicando movimentação esquerda (Aflor. 151).....	24
Figura III.11: Bandado estromático concordante com a foliação S_3 em ortognaisse biotítico (Aflor. 79).....	25
Figura III.12. Ortognaisse com fino bandado migmatítico (S_3), cortado por um leucossoma discordante (Aflor. 151).....	25
Figura III.13: Leucossomas ligeiramente discordantes com a foliação S_3 do ortognaisse hospedeiro (Aflor. 151).....	25
Figura III.14. Ortognaisse com bandado estromático (S_2), dobrado pela D_3 . Pode observar-se ainda um leucossoma paralelo ao plano axial das dobras D_3 (Aflor. 151)....	25
Figura III.15: Aspeto geral de um afloramento de diatexitos maciço (Aflor. 103).....	26
Figura III.16: Contato intrusivo entre diatexitos maciço e ortognaisse migmatítico (Aflor. 149).....	26
Figura III.17: Diatexitos com “schollen” de ortognaisse (Aflor. 149).....	26
Figura III.18: Diatexitos do tipo “schlieren”. Note-se a presença de finos leitos biotíticos dispersos na matriz da rocha (Aflor. 161).....	26
Figura III.19: Aspeto de laje do granito de Banabuiú (Aflor. 112).....	27
Figura III.20: Aspeto do granito de duas micas de Banabuiú, mostrando foliação de fluxo magmático com orientação N-S (Aflor. 112).....	27
Figura III.21: Aspeto geral de afloramento do granodiorito biotítico de Novo Encanto (Aflor. 65).....	28
Figura III.22: Encrave ovóide de granodiorito biotítico no granito de Banabuiú (Aflor. 66).....	28
Figura III.23: Encraves do granodiorito biotítico de Novo Encanto no granito de Banabuiú (Aflor. 66).....	28
Figura III.24: Zona de mistura entre o magma granodiorítico de Novo Encanto e o magma granítico de Banabuiú (Aflor. 66).....	28
Figura III.25: Filão pegmatítico intrusivo no granito de Banabuiú (Aflor. 217).....	29
Figura III.26: Associação mineralógica típica nos pegmatitos da região estudada (Aflor. 186).....	29
Figura III.27: Metavulcanito ácido da Faixa Orós, mostrando um fabric milonítico (Aflor. 135).....	30
Figura III.28: Lineação de estiramento em quartzitos da Faixa Orós (Aflor. 7).....	30
Figura III.29: Dobras D_3 em paragnaisse estromático (Aflor. 160).....	31
Figura III.30: Dobras D_3 em ortognaisse bandado (Aflor. 162).....	31
Figura III.31: Dobras D_3 com xistosidade de plano axial (Aflor. 43).....	31
Figura III.32: Dobras assimétricas D_3 em ortognaisse (Aflor. 174).....	31
Figura III.33: Porfiroclasto de feldspato com sombras de pressão assimétricas indicando movimentação esquerda (Aflor. 143).....	31
Figura III.34: Cisalhamento direito $N60^\circ E$ afectando ortognaisse bandado (Aflor. 149)...	31

CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA

Figura IV.1: Localização das amostras no setor cartografado.....	34
Figura IV.2: Paragnaisse de composição pelítica com textura lepidoblástica (Am. 174A).....	35
Figura IV.3: Paragnaisse semi-pelítico exibindo textura granolepidoblástica (Am. 1B)....	35
Figura IV.4: Foliação S_2 com arcos poligonais de biotite mimetizando uma xistosidade anterior (S_1) (Am. 160A).....	36
Figura IV.5: Inclusões microdobradas de fibrolite (Sil) em moscovite (Am. 173B).....	36
Figura IV.6: Cristais de granada (Grt) em paragnaisse semipelítico (Am. 1B).....	36
Figura IV.7: Cristais de opacos associados à biotite em paragnaisse semipelítico (Am. 1B).....	36
Figura IV.8: Leucossoma trondjemítico concordante com a foliação S_2 (Am. 160A).....	37
Figura IV.9: Leucossoma de composição granítica paralelo à foliação S_3 (Am. 95A).....	37
Figura IV.10: Contactos irregulares entre leucossoma e paragnaisse pelítico (Am. 174A).....	38
Figura IV.11: Granada peritética (Grt), com inclusões de biotite e quartzo, em leucossoma (Am. 95C).....	38
Figura IV.12: Bandado gnáissico em ortognaisse moscovítico-biotítico. Note-se a presença de porfiroclastos de microclina (Mc) com bordos de recristalização (Am. 30B).....	41
Figura IV.13: Microestruturas indicativas de fusão parcial em ortognaisse: película de quartzo (seta amarela) e intercrescimentos mirmequíticos (centro da imagem) (Am. 139).....	41
Figura IV.14: Porfiroclasto deformado de microclina com bordos corroídos em ortognaisse moscovítico-biotítico (Am.150C).....	41
Figura IV.15: Película de fundido anatético (“film”) no bordo de um porfiroclasto de microclina (Am.139).....	41
Figura IV.16: “Melt pool” em porfiroclasto de microclina de um ortognaisse moscovítico-biotítico (Am.150A).....	41
Figura IV.17: Porfiroclasto de plagioclase (Pl) envolvido por bordo de recristalização em ortognaisse biotítico-moscovítico (Am. 139).....	41
Figura IV.18: Leucossoma granítico em ortognaisse biotítico-moscovítico, mostrando um predomínio de plagioclase (Pl) em relação à microclina (Am. 146).....	42
Figura IV.19: Leucossoma granítico em ortognaisse moscovítico-biotítico. Note-se a abundância de microclina (Mc) neste leucossoma (Am. 150C).....	42
Figura IV.20: Banda alongada de quartzo policristalino marcando o contato entre leucossoma e ortognaisse moscovítico-biotítico. (Am. 143B).....	43
Figura IV.21: Aspeto da fotografia anterior com maior ampliação.....	43
Figura IV.22: “Fabric” isotrópico em diatexito maciço de grão fino (Am. 149A).....	44
Figura IV.23: Foliação de fluxo magmático definida pelo alinhamento de moscovite e biotite (Ms + Bt) em diatexito de grão fino (Am. 103).....	44
Figura IV.24: Fácies de grão médio do granito de duas micas de Banabuiú (Am. 50).....	45
Figura IV.25: Fácies de grão fino-médio do granito de duas micas de Banabuiú (Am. 119).....	45
Figura IV.26: Aspeto geral do granito-granodiorito de Novo Encanto (Am. 65).....	46

Figura IV.27: Inclusões de ilmenite (Ilm) e zircão (Zrn) em biotite (Bt) e de apatite (Ap) e zircão em quartzo (Am. 65).....	46
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.28: Projeção do intervalo de valores de pressão e temperatura a que terá ocorrido a fusão parcial dos paragneisses de Banabuiú (pico metamórfico) no diagrama petrogenético de Moyen (2004).....	48
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

CAPÍTULO V: MÉTODOS ANALÍTICOS

Figura V.1: Síntese dos procedimentos analíticos realizados durante o presente trabalho.....	52
----------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura V.2: Emissão ou excitação de energia provocadas por transições eletrônicas no átomo.....	54
-------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura V.3: Diagrama esquemático mostrando os diferentes componentes do espectrómetro de fluorescência de raio X.....	55
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura V.4: Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) do LGI-UA.....	59
-------------------------------------------------------------------------------	----

CAPÍTULO VI: GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

Figura VI.1: Projeção das amostras de paragneisses nos diagramas (a) DF3 vs. SiO ₂ (Shaw, 1972), (b) log (Fe ₂ O ₃ /K ₂ O) vs. log (SiO ₂ /Al ₂ O ₃).....	62
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.2: Projeção das amostras de ortogneisses no diagrama DF3 vs. SiO ₂ (Shaw, 1972).....	63
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.3: Projeção das amostras de ortogneisse no diagrama R1-R2 proposto por La Roche et al. (1983).....	63
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.4: Projeção das amostras de ortogneisse no diagrama A-B proposto por Debon & Le Fort (1983, 1988). Mu: Moscovite; Bi: Biotite; Hb: Horneblenda; Cpx: Clinopiroxena; Opx: Ortopiroxena; Ol: Olivina.....	64
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.5: Projeção dos leucossomas no diagrama R1-R2 proposto por La Roche et al. (1983).....	66
--------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.6: Projeção dos diatexitos no diagrama R1-R2 proposto por La Roche et al. (1983).....	66
-------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.7: Projeção dos granitos e fácies Novo Entanto no diagrama R1-R2 proposto por La Roche et al. (1983).....	67
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.8: Projeção dos leucossomas e diatexitos no diagrama A-B proposto por Debon & Le Fort (1983, 1988). Mu: Moscovite; Bi: Biotite; Hb: Horneblenda; Cpx: Clinopiroxena; Opx: Ortopiroxena; Ol: Olivina.....	67
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.9: Projeção das amostras de granitos e fácies Novo Encanto no diagrama A-B proposto por Debon & Le Fort (1983, 1988). Mu: Moscovite; Bi: Biotite; Hb: Horneblenda; Cpx: Clinopiroxena; Opx: Ortopiroxena; Ol: Olivina.....	68
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.10: Projeção das amostras no diagrama ternário An-Ab-Or desenvolvido por O'Connor (1965), posteriormente modificado por Barker (1979).....	69
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.11: Diagramas de variação química de elementos maiores dos paragneisses e dos leucossomas associados.....	70
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.11: (Continuação) Diagramas de variação química de elementos maiores dos paragneisses e dos leucossomas associados.....	71
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.12: Diagramas de variação de alguns elementos traço nos paragneisses e nos leucossomas associados.....	74
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.12: (Continuação) Diagramas de variação de alguns elementos traço nos paragneisses e leucossomas associados.....	75
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura VI.13: Diagrama de terras raras normalizados para o condrito Evensen et al. (1978) (a) paragneisses de composição pelítica; (b) paragneisses de composição grauvacóide.....	78
Figura VI.14: Comparação das composições em terras raras dos paragneisses estudados (campo a sombreado) com os perfis de terras raras do PAAS (Taylor & McLennan, 1985) e EP Greywakes (Condie, 1993).....	78
Figura VI.15: Diagramas de terras raras dos leucossomas intercalados em paragneisses (a) leucossomas cumulados com anomalias positivas de Eu bem marcadas, (b) leucossomas cumulados com fracas anomalias positivas de Eu, (c) leucossoma de composição granítica. O campo a sombreado representa o intervalo de valores de REE nos paragneisses.....	79
Figura VI.16: Diagrama de variação química de elementos maiores para os ortogneisses e leucossomas associados. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragneisses.....	81
Figura VI.16: (Continuação) Diagrama de variação química de elementos maiores para os ortogneisses e leucossomas associados. Legenda abaixo.....	82
Figura VI.17: Diagrama de variação química de elementos traço para os ortogneisses e leucossomas associados. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragneisses.....	82
Figura VI.17: (Continuação) Diagrama de variação química de elementos traço para os ortogneisses e leucossomas associados.....	83
Figura VI.18: Perfis de terras raras normalizados para o condrito Evensen et al. (1978): (a) ortogneisses; (b) leucossomas associados. Para efeitos de comparação, projetou-se também o intervalo de valores dos leucossomas com fraca anomalia positiva em Eu intercalados em paragneisses.....	85
Figura VI.19: Diagrama de variação química de elementos maiores para os diatexitos da região estudada. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragneisses e ortogneisses.....	86
Figura VI.19: (Continuação) Diagrama de variação química de elementos maiores para os diatexitos da região estudada. Legenda abaixo.....	87
Figura VI.20: Diagrama de variação química de elementos traço para os diatexitos da região estudada. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragneisses e ortogneisses.....	87
Figura VI.20: (Continuação) Diagrama de variação química de elementos traço para os diatexitos da região estudada. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragneisses e ortogneisses.....	88
Figura VI.21: Perfis de terras raras das amostras de diatexitos. (a) diatexitos “schlieren”; (b) diatexito maciço. A sombreado, mostra-se o intervalo de composições em REE dos paragneisses.....	90
Figura VI.22: Diagramas de variação química de elementos maiores para o Granito de Banabuiú e o Granodiorito de Novo Encanto. Para efeitos de comparação projetaram-se também nestes diagramas as amostras de diatexitos.....	91
Figura VI.22: (Continuação) Diagramas de variação química de elementos maiores para o Granito de Banabuiú e o Granodiorito de Novo Encanto. Para efeitos de comparação projetaram-se também nestes diagramas as amostras de diatexitos.....	92
Figura VI.23: Diagramas de variação química de elementos traço para o Granito de Banabuiú e o Granodiorito de Novo Encanto. Para efeitos de comparação projetaram-se também nestes diagramas as amostras de diatexitos. Legenda acima.....	92
Figura VI.23: (Continuação) Diagramas de variação química de elementos traço para o Granito de Banabuiú e o Granodiorito de Novo Encanto. Para efeitos de comparação projetaram-se também nestes diagramas as amostras de diatexitos.....	93

Figura VI.24: Perfis de terras raras das amostras das diferentes unidades presentes no Maciço de Banabuiú (a) granito de duas micas de Banabuiú; (b) granodiorito de Novo Encanto.....	95
Figura VI.25: Diagrama ϵ_{Sr_i} vs ϵ_{Nd_i} (DePaolo & Wasserburg, 1976): (a) Rochas do Complexo Gnáissico- Migmatítico; (b) Granitóides Brasileiros.....	102

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO VI: GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

Tabela VI.1: Índices de saturação em alumina dos leucossomas e magmas graníticos...	68
Tabela VI.2: Coeficientes de partilha de alguns elementos traço em líquidos de composição dacítica e riolítica*.....	73
Tabela VI.3: Intervalo de variação das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e dos valores de ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} nos diferentes litótipos estudados. Na última coluna apresentam-se também as suas idades TDM.....	101

ANEXO 1

Tabela 1.1: Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) das amostras analisadas através de espectrometria de fluorescência de raio X.....	II
Tabela 1.2: Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no Actlabs.....	III-VII
Tabela 1.3: Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra.....	VIII-X

ANEXO 2

Tabela 2.1: Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd das amostras de paragnaisse e leucossomas associados.....	XII
Tabela 2.2: Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd das amostras ortognaisse e leucossomas associados.....	XII
Tabela 2.3: Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd das amostras de diatexitos.....	XIII
Tabela 2.4: Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd das amostras de granito e granodiorito.....	XIII

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

A dissertação que aqui se apresenta intitula-se “Fusão crustal e metamorfismo de alto grau no Domínio Ceará Central (Nordeste do Brasil) ” e destina-se à obtenção do grau de mestre em Geomateriais e Recursos Geológicos (2º Ciclo de Estudos) pelas Universidades de Aveiro e do Porto

A investigação realizada envolveu o estudo estrutural, petrográfico, geoquímico e isotópico dos migmatitos e granitos expostos numa área com cerca de 134 km², localizada na porção central do Estado do Ceará. Do ponto de vista geológico, o substrato da região é constituído por paragneisses e ortogneisses, intensamente afetados por deformação e migmatização durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana, no final do Neoproterozóico. Nos últimos estádios deste evento orogénico, o Complexo Gnáissico-Migmatítico foi intruído por um granito de origem anatética, conhecido na literatura como Granito de Banabuiú, que ocupa um extenso sector da zona cartografada.

Tendo em conta que os terrenos migmatíticos atualmente expostos à superfície representam as raízes de cinturões orogénicos antigos, o seu estudo é essencial para conhecer os processos tectono-metamórficos que ocorrem em domínios profundos da crosta continental durante o levantamento de cadeias de montanhas e para compreender a sua potencial relação com a génese de magmas graníticos. Nesta perspetiva, a zona selecionada para o presente trabalho tem todas as condições para levar a cabo uma investigação pormenorizada sobre as relações entre deformação, metamorfismo regional de alto grau e anatexia crustal em ambientes orogénicos.

I.1. Objetivos do trabalho

Para a elaboração deste trabalho, definiram-se os seguintes objetivos principais:

- Cartografar, à escala 1:50.000, as diferentes unidades do Complexo Gnáissico-Migmatítico e os seus contactos com o maciço granítico de Banabuiú.
- Colher amostras representativas dos litótipos que constituem cada uma das unidades cartografadas.
- Descrever os vários aspetos mesoscópicos apresentados pelas rochas migmatíticas da região e definir as suas relações geométricas com as estruturas de deformação.

- Identificar e caracterizar as estruturas produzidas durante as três fases de deformação Brasileira (D_1 , D_2 e D_3).
- Elaborar um mapa geológico síntese em suporte *ArcGis*, com base nos dados adquiridos durante as campanhas de campo.
- Realizar o estudo petrográfico das amostras colhidas no campo, dando particular atenção à identificação de paragênese minerais e microestruturas indicativas de fusão parcial.
- Obter análises químicas de elementos maiores, menores e traço em rocha total num conjunto de amostras de migmatitos e de granitóides, estabelecer as principais tendências de variação química e constranger os processos petrogenéticos responsáveis pela sua formação.
- Determinar as composições isotópicas Sr-Nd de algumas das amostras estudadas para definir a sua proveniência e possíveis relações de consanguinidade.
- Integrar todos os dados obtidos nas etapas antecedentes.

I.2. Metodologia

A parte escolar do Mestrado em Geomateriais e Recursos Geológicos foi realizada durante uma estadia de um ano na Universidade Federal do Ceará (UFC), de que o autor beneficiou ao abrigo do Convénio de Colaboração entre a UFC e a UA. Neste período, definiu-se o tema da tese e efetuou-se o trabalho de campo, repartido por quatro campanhas com uma duração total de 20 dias.

A área selecionada para esta dissertação de mestrado representa uma porção de um sector mais vasto que estava a ser estudado por Martha Lima, no âmbito da sua tese de doutoramento e que veio a ser apresentada em Setembro de 2014 (Lima, 2014). Pretendeu-se com este trabalho obter uma cartografia mais detalhada das rochas migmatíticas aflorantes na região, complementar a amostragem existente e recolher informação estrutural adicional.

Para levar a bom termo a fase de campo, foi crucial o apoio científico do Prof. Doutor José Araújo Nogueira Neto da UFC, investigador responsável do projeto "Evolução Metamórfica do Complexo de Granja, Domínio Médio Coreaú (DMC) & Petrogênese/Potencial Metalogenético de Pegmatitos do Domínio Ceará Central (DCC)" (Ref: CI1-0050-000210100/11; SPU Nº: 11294909-6), que financiou parcialmente as campanhas de campo.

Grande parte da investigação subsequente decorreu no Departamento de Geociências da UA, seguindo uma metodologia que incluiu as seguintes etapas principais:

- pesquisa bibliográfica, envolvendo, inicialmente, a consulta de mapas geológicos e dos trabalhos publicados sobre a geologia da região e, em fases mais avançadas, a pesquisa de informação sobre várias das temáticas específicas abordadas na tese;
- compilação dos dados de campo, análise de imagens satélite e preparação de um mapa geológico em suporte *ArcGis*;
- estudo petrográfico de 26 lâminas delgadas;
- preparação física de amostras, que consistiu na fragmentação grosseira e moagem fina das amostras de rocha total para análise geoquímica e isotópica;
- obtenção de análises químicas de elementos maiores e traço em rocha-total. Algumas das análises foram realizadas por FRX no Laboratório do Departamento de Geociências da UA e outras por ICP-AES (elementos maiores) e ICP-MS (elementos traço, incluindo os elementos do grupo das terras raras) no Actlabs (Canadá);
- obtenção de dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd por espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS) no Laboratório de Geologia Isotópica da UA;
- integração e interpretação dos dados adquiridos e redação do documento final (Dissertação).

I.3. Estrutura do Trabalho

Para além deste capítulo introdutório e das referências bibliográficas, este trabalho inclui os seguintes capítulos:

- **Capítulo II- Enquadramento geográfico e geológico**

em que é feito o enquadramento geográfico e geológico da área estudada e se sintetizam as principais características estratigráficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas do Domínio Ceará Central.

- **Capítulo III- Geologia Local**

onde se apresenta o mapa geológico elaborado e se descrevem os diferentes litótipos cartografados, bem como as estruturas observadas.

- **Capítulo IV- Petrografia**

contendo uma análise petrográfica detalhada das rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico e do Maciço Granítico de Banabuiú, acompanhada por

microfotografias ilustrativas. O capítulo termina com uma discussão sobre a evolução tectono-metamórfica do sector estudado durante a Orogenia Brasileira.

- **Capítulo V- Metodologias Analíticas**

em que se descrevem as metodologias e os procedimentos utilizados na preparação de amostras e na obtenção de dados químicos e isotópicos.

- **Capítulo VI- Geoquímica e Geologia Isotópica**

ao longo deste capítulo, usam-se os dados de geoquímica de elementos maiores e traço em rocha total para estabelecer as principais diferenças composicionais entre os vários grupos litológicos representados na região, descrever as suas tendências de variação química e definir os mecanismos que terão estado envolvidos na génese destas rochas. O capítulo inclui ainda uma parte onde se introduzem os fundamentos teóricos dos métodos de análise isotópica Rb-Sr e Sm-Nd e as suas aplicações e se discutem os resultados isotópicos obtidos.

- **Capítulo VII- Conclusões**

no último capítulo, resumam-se as principais conclusões do trabalho.

- **Referências Bibliográficas**

CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO

Neste capítulo apresenta-se a localização geográfica da área de trabalho e o contexto geológico em que se inserem os terrenos em estudo com base numa síntese bibliográfica das principais unidades geológicas que compõem o continente sul-americano.

II.1. Enquadramento geográfico

O Brasil é subdividido em 5 regiões geográficas administrativas (Norte, Nordeste, Centro- Oeste, Sudeste e Sul) (Fig. II.1). Cada região inclui várias unidades administrativas, também chamadas de Estados, que perfazem um total de 27 no país. A área de estudo está localizada na região Nordeste, no Estado do Ceará, mais precisamente nos municípios de Banabuiú e Solonópole (Fig. II.2).



Figura II.1: Mapa do Brasil mostrando a sua divisão em regiões geográficas administrativas. A estrela vermelha representa a localização aproximada da área estudada.

II.1.1. Localização e acesso à área de estudo

O sector estudado no âmbito da presente investigação tem uma área de 133,750 km² e está localizado a Sul da cidade de Banabuiú, nos municípios de Banabuiú e Solonópole, na região central do Estado do Ceará (Fig. II.2). O acesso à zona de trabalho, a partir de Fortaleza, a capital do Estado do Ceará, faz-se através da estrada BR-116 até à localidade de Triângulo de Quixadá. A partir daqui, segue-se pela estrada BR-122, até ao entroncamento com a estrada CE-368, que faz ligação com a cidade de Banabuiú. Da cidade de Banabuiú à zona de trabalho, o acesso faz-se através da estrada Padre Cícero.

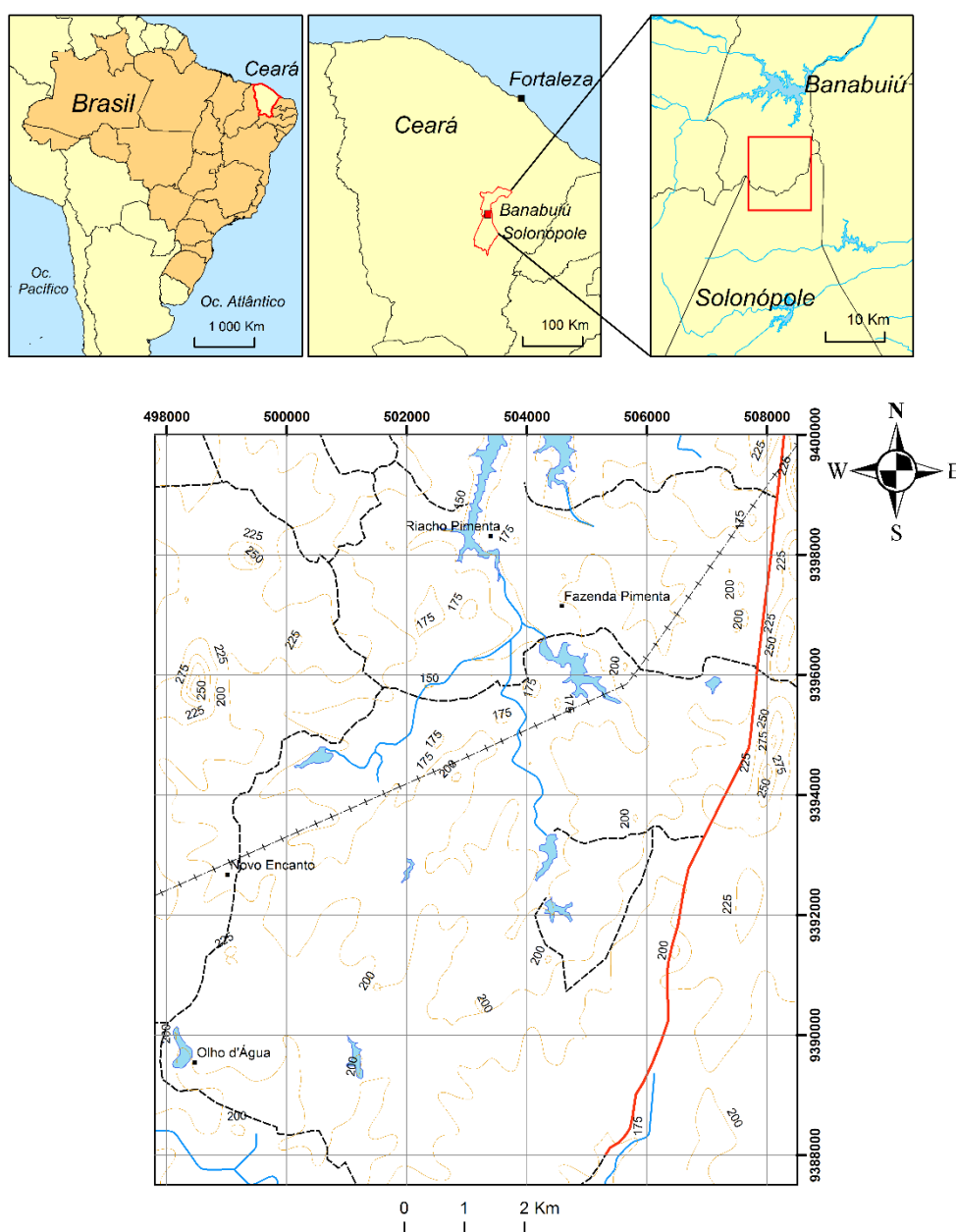


Figura II.2: Enquadramento geográfico da área de estudo e respetivo mapa topográfico.

II.2. Enquadramento geológico

Na Figura II.3 estão representadas as três grandes unidades geotectónicas em que se subdivide o continente sul-americano (Almeida *et al.*, 2000):

- A Plataforma estável Sul-Americana, ocupando o setor central e oriental do continente sul-americano.
- O Bloco da Patagônia, localizado a sul da Plataforma estável Sul-Americana;
- A faixa móvel dos Andes que se estende por toda a costa ocidental do continente, prolongando-se até à costa norte das Caraíbas. Esta faixa formou-se como resultado da convergência da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana durante o ciclo Andino, iniciado no Triásico Superior e ainda ativo (Mégard, 1987; Hervé *et al.*, 1988).

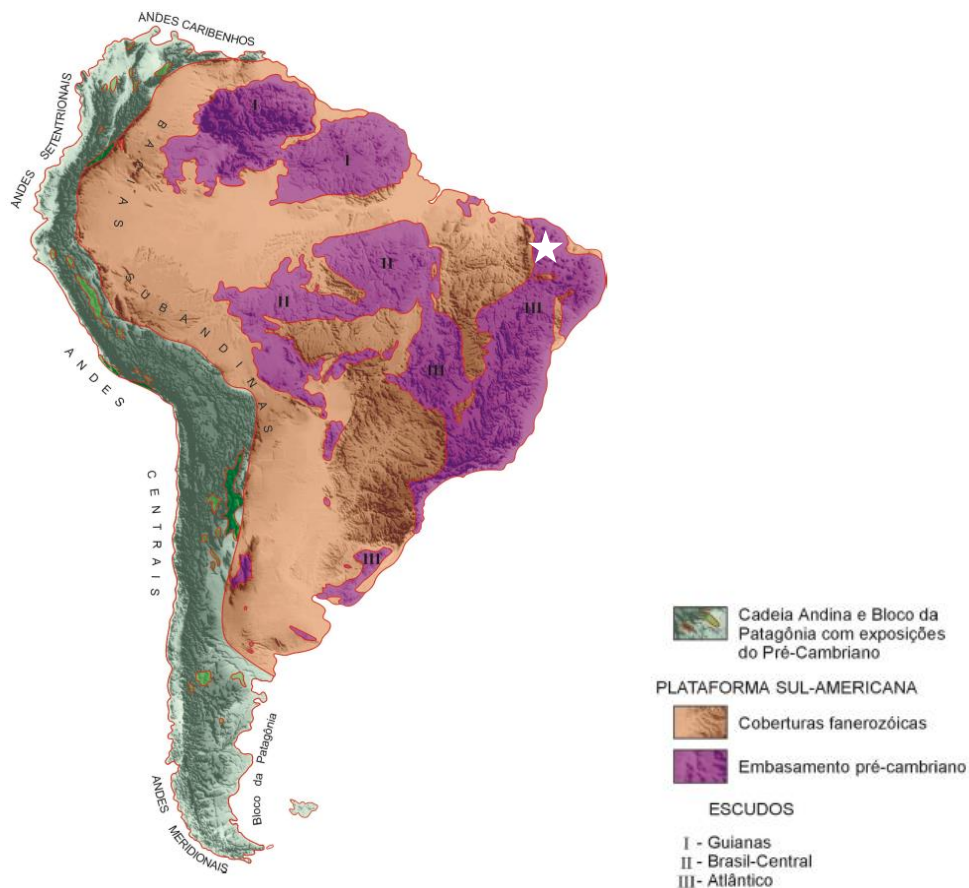


Figura II.3: Principais unidades geotectónicas do continente sul-americano. A estrela branca indica a localização aproximada da área de estudo (extraído de Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

Do ponto de vista geológico, o Brasil insere-se integralmente na Plataforma Sul-Americana que será, por isso, descrita com um pouco mais de detalhe.

II.2.1. Plataforma Estável Sul-Americana

A Plataforma Estável Sul-Americana é constituída por terrenos de idade precâmbrica (soco) sobre os quais assenta uma cobertura sedimentar fanerozóica.

O soco precâmbrico inclui 3 unidades principais: o escudo do Guiana, o escudo Brasil-Central e o escudo Atlântico (Fig. II.3). Nestas áreas, formadas essencialmente por rochas metamórficas e granitóides que não foram afetadas por deformação orogénica desde o final do Precâmbrico, é possível reconhecer os efeitos de uma sucessão de eventos orogénicos desde o Paleoproterozóico ao Eo-Ordovícico (ca. 2,5 Ga- 0,5 Ga):

- O ciclo Transamazónico/Eburniano, responsável pela formação do supercontinente Atlântica no Paleoproterozóico Médio (Rogers, 1996);
- O ciclo orogénico que originou o continente Columbia, no final do Paleoproterozóico e início do Mesoproterozóico (Rogers & Santosh, 2003).
- O ciclo Grenvilliano/ Coetâneo, que ocorreu no final do Mesoproterozóico e deu origem ao continente Rodínia (Hoffman, 1991).
- O ciclo Brasileiro/Pan-Africano, que culminou com a amalgamação do continente Gondwana no final do Neoproterozóico (Fig. II.4).

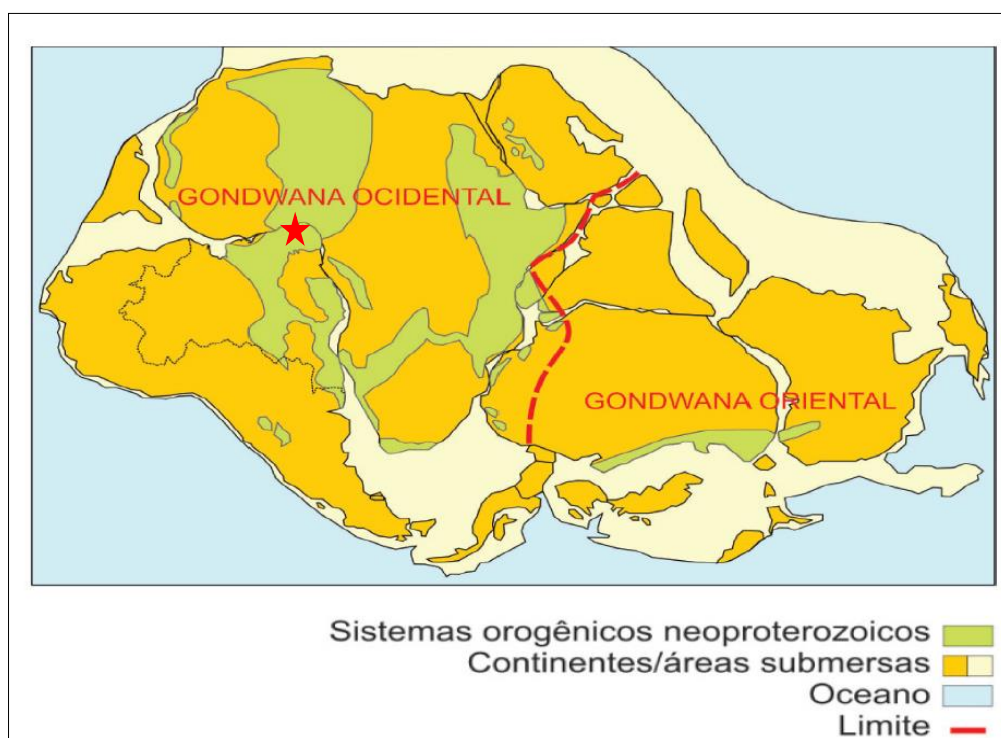


Figura II.4: O Supercontinente Gondwana e os sistemas orogénicos neoproterozoicos. A localização relativa da área de estudo está assinalada com uma estrela vermelha (extraído de Hasui *et al.*, 2012).

Durante o ciclo orogénico Brasileiro / Pan-Africano, que envolveu a colisão dos cratões São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo-Kasai, estabeleceu-se uma rede de faixas móveis representada no Escudo Atlântico pelos Domínios Orogénicos da Mantiqueira, Tocantins e Borborema (Almeida *et al.*, 1977, 1981, Van Schmus *et al.*, 1995), após o que se iniciou um longo período de sedimentação na Plataforma Estável Sul-Americana, documentado pelos depósitos de enchimento de várias bacias desenvolvidas em diferentes estádios tectono-sedimentares.

II.2.2. A Província de Borborema

No Brasil, os terrenos do Escudo Atlântico repartem-se por quatro províncias estruturais: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Fig. II.5) (Almeida *et al.*, 1977; Almeida *et al.*, 1981).

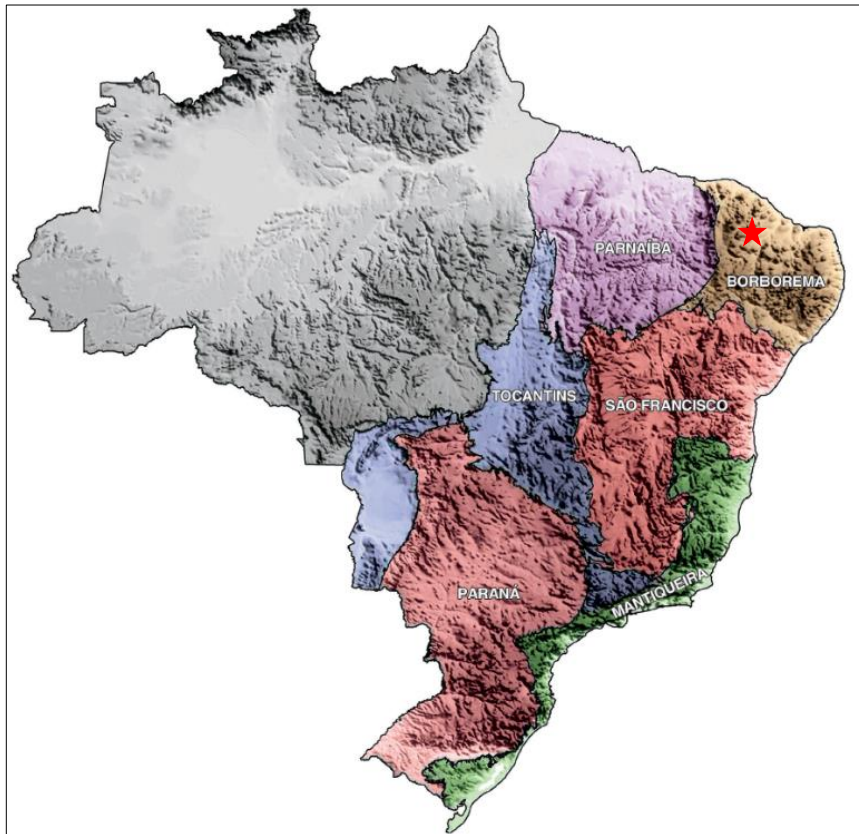


Figura II.5: As províncias estruturais que fazem parte do Escudo Atlântico no território brasileiro. Na figura estão também representadas as Bacias do Paraná e Parnaíba (modificado de Almeida *et al.*, 1977 e Almeida *et al.*, 1981 por Smith & Sandwell, 1997).

Com exceção da Província de São Francisco, considerada um cratão estável, as demais representam faixas intensamente afetadas pela Orogenia Brasileira/ Pan-Africana no final do Neoproterozóico (Delgado *et al.*, 2003).

Na Província Borborema, a atividade tectónica Brasileira gerou extensas zonas de cisalhamento transcorrentes de carácter regional (Caby & Arthaud, 1986), que permitiram subdividi-la em três domínios estruturais, separados por dois importantes lineamentos (Patos e Pernambuco) com orientação E-W (Fig. II.6):

- O Domínio Setentrional, situado a norte do lineamento Patos;
- O Domínio Transversal ou Central, localizado entre o lineamento Patos e o lineamento Pernambuco;
- O Domínio Meridional, limitado a norte pelo lineamento Pernambuco e a sul pelo bordo do Cratão São-Francisco (Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves, Santos & Van Schmus, 2000).

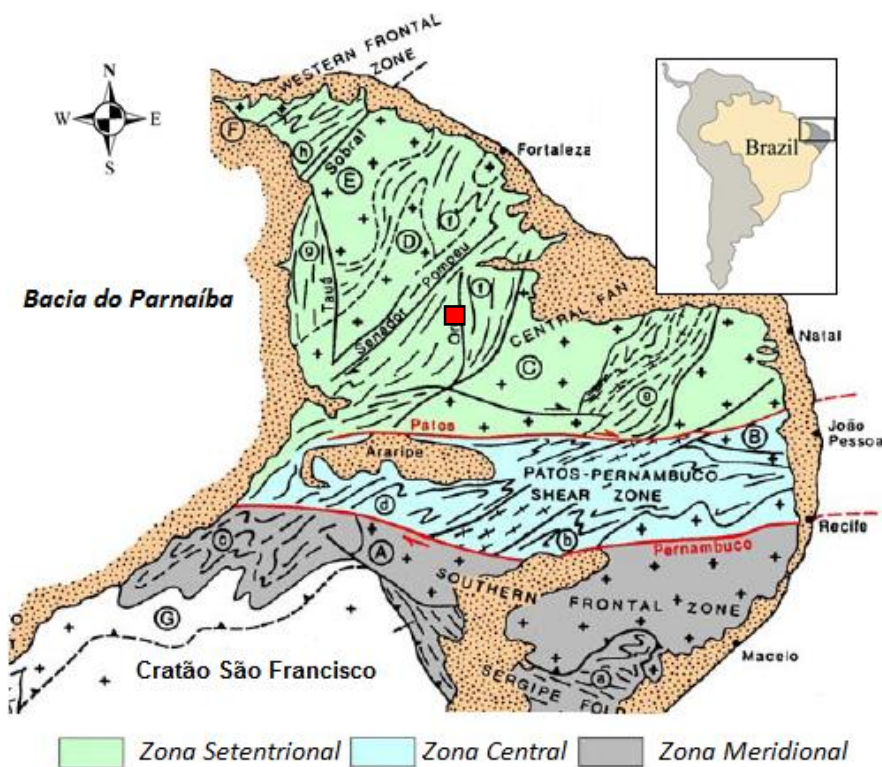


Figura II.6: Subdivisão da Província Borborema através dos lineamentos Patos e Pernambuco (extraído de Trompette, 1994).

O sector estudado integra-se no Domínio Setentrional da Província Borborema. Neste domínio, é possível reconhecer terrenos de proveniência e evolução diferentes, separados entre si por extensas zonas de cisalhamento, o que levou a agrupá-los em três unidades principais com base em critérios litoestratigráficos, estruturais, metamórficos e geocronológicos (Fetter, 1999, Fetter *et al.*, 2000 e Brito Neves *et al.*, 2000) (Fig. II.7):

- Domínio do NW do Ceará (NWC) ou Domínio Médio Coreau (DMC) situado a norte da zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, uma importante zona de

- cisalhamento com direção NE-SW que se correlaciona com o lineamento Kandi, situado em África (Araujo *et al.*, 2012);
- Domínio do Ceará Central (DCC) localizado entre as zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Senador Pompeu;
 - Domínio do Rio Grande do Norte (DRGN) localizado a sul da zona de cisalhamento Senador Pompeu.

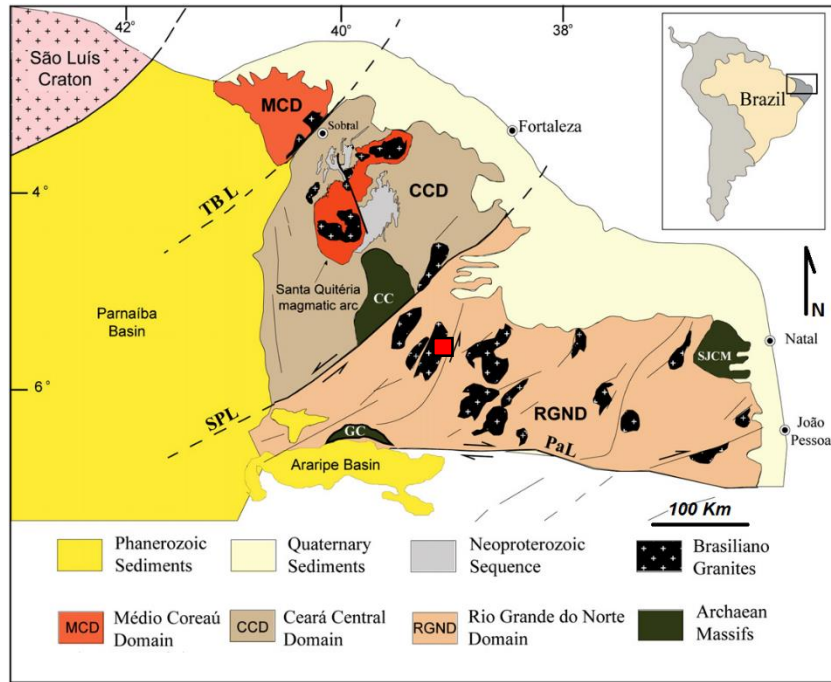


Figura II.7: Mapa geológico mostrando os três principais domínios geotectónicos da porção setentrional da Província Borborema. O quadrado vermelho representa a localização aproximada da área de estudo (extraído de Amaral *et al.*, 2012).

Arthaud *et al.* (1998) e Arthaud (2005) propuseram a individualização de um outro domínio entre o DCC e o DRGN, que designaram por Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ). O DOJ é limitado a oeste, pelo DCC, através das Zonas de Cisalhamento de Orós e de Aiuába, e a este, pelo DRGN, através das Zonas de Cisalhamento de Farias Brito e de Porto Alegre (Fig. II.8).

Considerando a divisão proposta por Arthaud *et al.* (1998) e Arthaud (2005), a área de estudo passaria a integrar-se no DCC e não no DRGN (Fig. II.8). Como o esquema de classificação de Arthaud *et al.* (1998) foi o que foi adotado na cartografia publicada recentemente para o Estado do Ceará (Cavalcante *et al.*, 2003), optou-se por incluir a área em estudo no DCC.

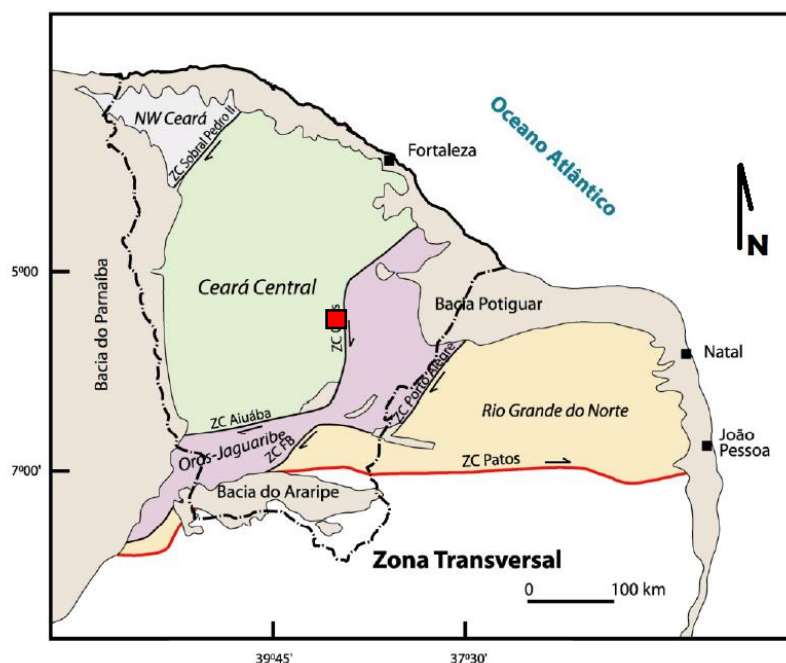


Figura II.8: Subdivisão do Domínio Setentrional da Província Borborema de acordo com Arthaud *et al.* (1998) e Arthaud (2005) (extraído de Arthaud, 2005). A localização da área de estudo está representada pelo quadrado vermelho.

II.2.3. O Domínio Ceará Central (DCC)

O DCC é limitado, a norte, pelo Domínio Médio Coreaú (DMC), a oeste, pela Bacia do Parnaíba e, a sul e este, pelo Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ) (Fig. II.8). Do ponto de vista litoestratigráfico, é constituído pelas seguintes unidades principais: (1) Núcleo Arcaico-Paleoproterozóico; (2) Complexo Acopiara; (3) Complexo Ceará; (4) Complexo Tamboril-Santa Quitéria; (5) Granitoides Brasileiros; (6) Bacias molássicas e (7) Coberturas Sedimentares (Fig. II.9).

II.2.3.1. Núcleo Arcaico-Paleoproterozóico

As rochas mais antigas do DCC afloram na região de Pedra Branca e Mombaça, pertencendo ao designado Complexo Cruzeta. Segundo Arthaud (2007), este complexo é constituído por ortognaisses migmatizados de composição tonalítica a granítica e lentes de rochas máficas e ultramáficas com mineralizações de cromite. Os termos metassedimentares são raros, sendo representados na sua maioria por associações do tipo BIF.

As idades U-Pb obtidas em zircões de ortognaisses confirmam a presença de um bloco arcaico com idades compreendidas entre 2,64-2,85 Ga (Fetter, 1999). Por outro lado, as idades obtidas através do método Sm-Nd nas mesmas rochas (2,3-3,0 Ga)

sugerem que este complexo também possa conter rochas do Paleoproterozóico (Fetter, 1999).

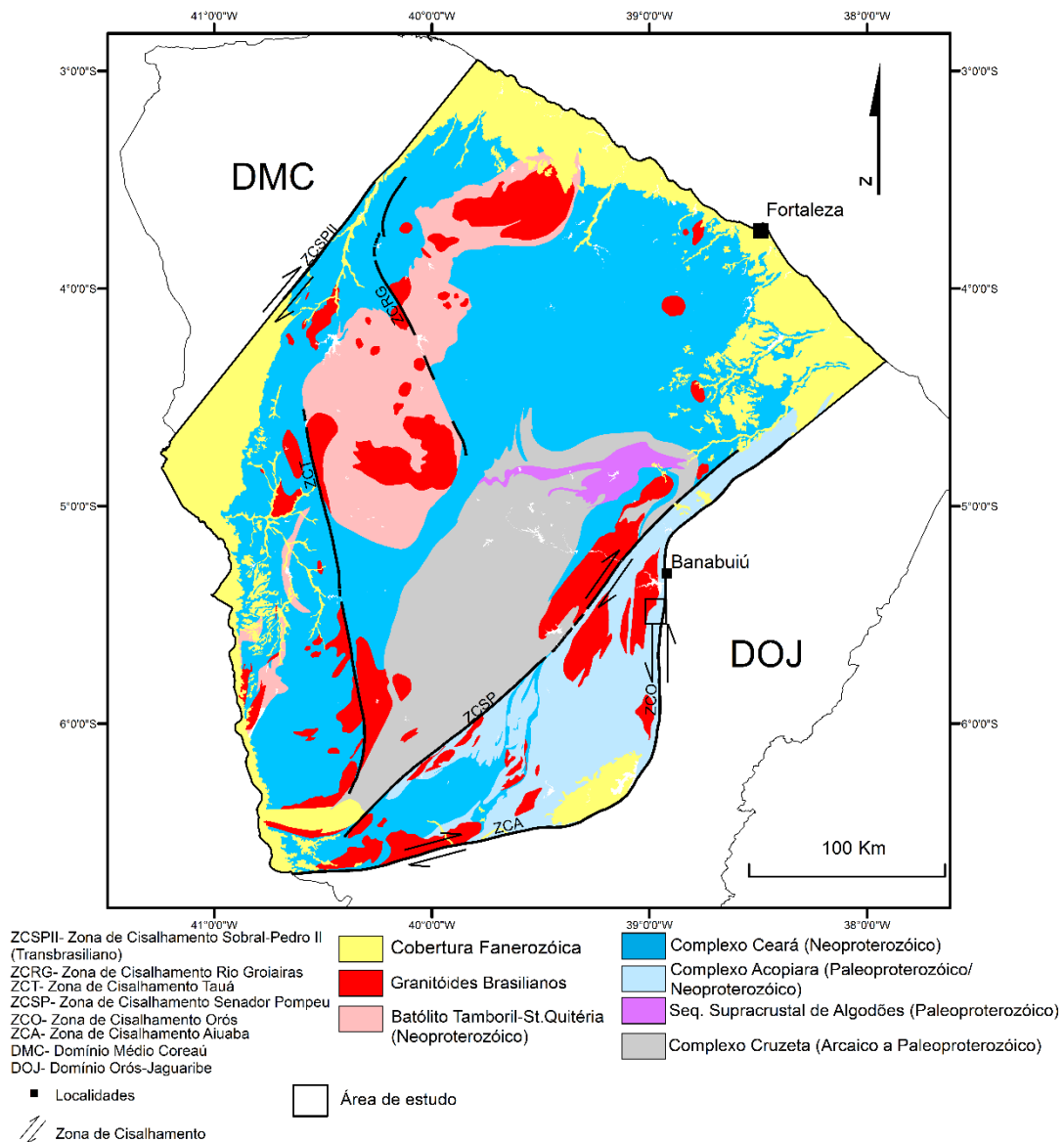


Figura II.9: Principais unidades litoestratigráficas do Domínio Ceará Central (adaptado de Cavalcante *et al.*, 2003).

As rochas do Complexo Cruzeta mostram uma deformação policíclica e estão intruídas por uma sequência de corpos plutônicos de composição tonalítica a diorítica, agrupados na denominada Suíte Madalena, que forneceu idades U-Pb em zircões de 2,2 Ga - Paleoproterozóico Médio (Martins *et al.*, 1998; Fetter, 1999; Martins, 2000; Castro, 2004).

Em estreita associação com os ortognaisses de Madalena, ocorre uma faixa metamórfica de rochas supracrustais (Algodões), constituída por metavulcanitos básicos (anfíbolitos com e sem granada) e metassedimentos de natureza variada, nos quais se

intercalam formações ferríferas manganésíferas bandadas (Fig. II.9). Martins & Oliveira (2004) obtiveram uma isócrona Sm-Nd em rocha total de ca. 2,23 Ga para os anfibolitos da sequência Algodões.

Durante a orogenia Brasileira, os terrenos do núcleo arcaico-paleoproterozóico foram afetados por metamorfismo regional do topo da fácies anfibolítica, acompanhado, por vezes, de migmatização.

II.2.3.2. Complexo Acopiara

As rochas inseridas no Complexo Acopiara afloram a leste da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZSP) e contactam de forma brusca com terrenos do Domínio Orós Jaguaribe, através da Zona de Cisalhamento Orós (ZCO) (Fig. II.9).

Segundo Cavalcante *et al.* (2003) e Parente *et al.* (2008), esta formação foi afetada por migmatização intensa durante a orogenia Brasileira, dando origem a metatexitos estromáticos com paleossomas de natureza xistosa e leucossomas de composição tonalítica a granítica. No seio da sequência podem ocorrer lentes de anfibolito, assim como faixas descontínuas de quartzitos e rochas calcossilicatadas, sem evidências de fusão parcial.

Brito Neves (1975) e Torquato *et al.* (1989) obtiveram uma isócrona Rb-Sr de 2020 ± 130 Ma para os protólitos destas rochas, com base na qual atribuíram uma idade Paleoproterozóica ao Complexo Acopiara. Contudo, existem autores que defendem que esta unidade faz parte do Complexo Ceará, para o qual se assume uma idade Neoproterozóica (Parente *et al.*, 2008).

II.2.3.3. Complexo Ceará

O Complexo Ceará é composto por uma sequência de rochas metapelíticas e metapsamíticas, na qual se intercalam bancadas de mármore, de rochas calcossilicatadas e de metavulcanitos ácidos e básicos (Cavalcante *et al.*, 2003, Fetter *et al.*, 2003 e Arthaud, 2007) (Fig. II.9). De acordo com a área geográfica de ocorrência, estes terrenos foram agrupados em várias unidades: e.g. Independência, Canindé, Arneiroz, Itatira, Juatama e Quixeramobim (Cavalcante *et al.*, 2003).

Embora a idade de deposição do Complexo Ceará não esteja bem constrangida, as datações U-Pb obtidas em zircões de meta-riólitos intercalados na sequência (ca. 772 ± 31 Ma) sugerem que a sedimentação se poderá ter iniciado por volta dos 770 Ma, a partir da fragmentação e rifting do soco Arcaico / Paleoproterozóico (Fetter, 1999; Arthaud *et al.*, 2008; Amaral, 2010). Por outro lado, as idades modelo (T_{DM}) obtidas em rochas da unidade Itatira (2,25 Ga, Santos *et al.*, 2003) e as idades U-Pb de zircões detríticos (2,2 -

1,8 Ga, Amaral *et al.*, 2010) apontam para uma importante contribuição de materiais do continente paleoproterozóico para a génese destes depósitos.

Nas rochas do Complexo Ceará, a deformação Brasileira produziu uma foliação de baixo ângulo, que tende a verticalizar nas proximidades das zonas de cisalhamento. O metamorfismo regional atingiu o topo da fácies anfibolítica. Com base em dados isotópicos Sm-Nd (para uma amostra de paragneisse da unidade de Itatira e granada nela contida), Santos *et al.* (2003) dataram o pico metamórfico com 621 ± 160 Ma.

II.2.3.4. Complexo Batolítico Tamboril-Santa Quitéria

O Complexo Batolítico Tamboril-Santa Quitéria corresponde a um complexo ígneo / anatético constituído por um grande volume de magmas de natureza tonalítica e granítica intruídos em metatexitos e diatexitos provenientes da fusão parcial de rochas supracrustais (Fetter *et al.*, 2003; Castro 2004; Arthaud, 2007) (Fig. II.9).

Fetter *et al.* (2003) obtiveram idades neoproterozóicas para as rochas migmatíticas deste complexo. Por outro lado, as idades U-Pb determinadas em zircões dos granitóides do batólito Tamboril-Santa Quitéria variam entre 660 - 614 Ma (Fetter *et al.*, 2003; Brito Neves *et al.*, 2003) e 620 - 611 Ma (Castro 2004).

Segundo Fetter *et al.* (2003) e Araújo *et al.* (2010), o complexo batolítico Tamboril-Santa Quitéria pode representar um arco magmático continental, formado nas fases precoces da orogenia Brasileira. A zona de sutura, com mergulho para este, estaria localizada a oeste, próximo do Lineamento Sobral - Pedro II (Transbrasiliano) (Fig. II.9). Com base nas idades Pb-Pb obtidas em zircões de gnaisses granodioríticos situados no bordo este do complexo, Araújo *et al.* (2010) propõem uma idade de 795 Ma para a génese do arco magmático continental e associam as rochas granitóides do batólito ao último episódio da evolução do arco, marcado pelo aumento progressivo da participação crustal (Fetter *et al.*, 2003).

II.2.3.5. Granitos Brasileiros

Durante o ciclo Brasileiro, o Domínio Ceará Central foi intruído por abundantes volumes de granitóides. Arthaud (2007) e Parente *et al.* (2008) agruparam os granitóides brasileiros do DCC nas seguintes categorias (Fig. II.9):

- Os granitóides pré-colisionais, representados pelos granitos e tonalitos do Arco Mágmatco de Tamboril - Santa-Quitéria;
- Os granitóides sin-colisionais tangenciais, correspondendo a granitos de duas micas de tipo S, gerados durante o pico metamórfico (batólitos de Senador Pompeu e Banabuiú)

- Os granitóides sin-colisionais direcionais, formados durante a fase transcorrente com extrusão lateral (batólitos de Quixeramobim e Quixadá)
- Os granitóides pós-colisionais, associados ao colapso da cadeia brasileira (complexos anelares de Tauá e Tapeuba, enxames de diques ácidos a intermédios de Tauá e Independência e stocks graníticos da Serra da Barriga, São Paulo, Reriutaba, Mucambo e Meruoca).

As idades U-Pb obtidas por Nogueira (2004) para os batólitos de Quixadá e Quixeramobim e por Lima *et al.* (2010) para o Granito de Banabuiú permitem constranger a instalação para os granitóides sin-colisionais ao intervalo entre os 590 e os 578 Ma. Em contrapartida, as idades U-Pb fornecidas por zircões das intrusões pós-tectónicas variam entre 535 e 480 Ma (Fetter, 1999, Castro, 2004).

II.2.3.6. Bacias molássicas

As bacias molássicas, de que é exemplo a Bacia de Cococi, correspondem a bacias do tipo *pull-apart* formadas nas fases finais do Ciclo Brasileiro devido à reativação das zonas de cisalhamento em regime frágil. Nestas bacias depositaram-se sequências sedimentares imaturas, associadas ou não a magmatismo bimodal pós-orogénico, com idades compreendidas entre 560 Ma e 440 Ma (Parente *et al.*, 2004).

II.2.3.7. Cobertura Cenozóica

Para além dos depósitos molássicos, as rochas do DCC são cobertas de forma descontínua por sedimentos cenozóicos de origem predominantemente continental.

CAPÍTULO III: GEOLOGIA LOCAL

Este capítulo inicia-se com a apresentação geral da geologia da área de estudo e a caracterização dos vários litótipos aflorantes e termina com a descrição das principais estruturas tectônicas que atuaram durante o ciclo Brasileiro neste sector.

Com base nos dados obtidos em campo e na análise de imagens de satélite foi elaborado um mapa geológico da região sul de Banabuiú em suporte *ArcGis*, que será apresentado na próxima secção.

III.1. Introdução

A área de estudo está localizada no Domínio Ceará Central (DCC), junto à fronteira com o Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ) (Fig. III.1). O substrato da região é constituído por um complexo gnáissico-migmatítico, limitado a este pela Zona de Cisalhamento de Orós (ZCO) e intruído a oeste por um batólito granítico de idade brasileira, conhecido na bibliografia por granito de Banabuiú (Fig. III.1). Tanto o complexo gnáissico-migmatítico, como o granito de Banabuiú, são atravessados por abundantes filões pegmatíticos tardios, com espessura e extensão variáveis e orientações concordantes ou discordantes com a foliação regional.

O trabalho realizado por Lima (2014) na região de Banabuiú mostra que o complexo gnáissico-migmatítico foi afetado por três fases de deformação (D_1 , D_2 , D_3) durante a Orogenia Brasileira e que o metamorfismo regional atingiu as condições de fusão parcial na transição da fácies anfíbolítica para a fácies granulítica. A última fase de deformação (D_3) está intimamente relacionada com a atuação da zona de cisalhamento esquerda de Orós, de direção N-S, que é responsável pelo dobramento das anisotropias prévias e pelo desenvolvimento de uma foliação S_3 muito penetrativa.

Como se observa no mapa elaborado para o sector estudado (Fig. III.2), as dobras produzidas durante a D_3 têm plano axial subvertical, com orientações variando de NNE-SSW a N-S e eixos variáveis, com inclinações predominantemente superiores a 60° , para norte ou para sul. A foliação S_3 é também subvertical, paralela ao plano axial das dobras. Nas proximidades da ZCO, os efeitos da D_3 são bastante intensos, dando origem a um “fabric” milonítico S_3 que transpõe as estruturas prévias. Embora com menor expressão, é possível reconhecer na área, a sul de Fazenda Pimenta, uma outra zona de

cisalhamento, com orientação ENE-WSW e cinemática direita, que desvia as estruturas D₃ e poderá representar um acidente conjugado da ZCO (Fig. III.2).

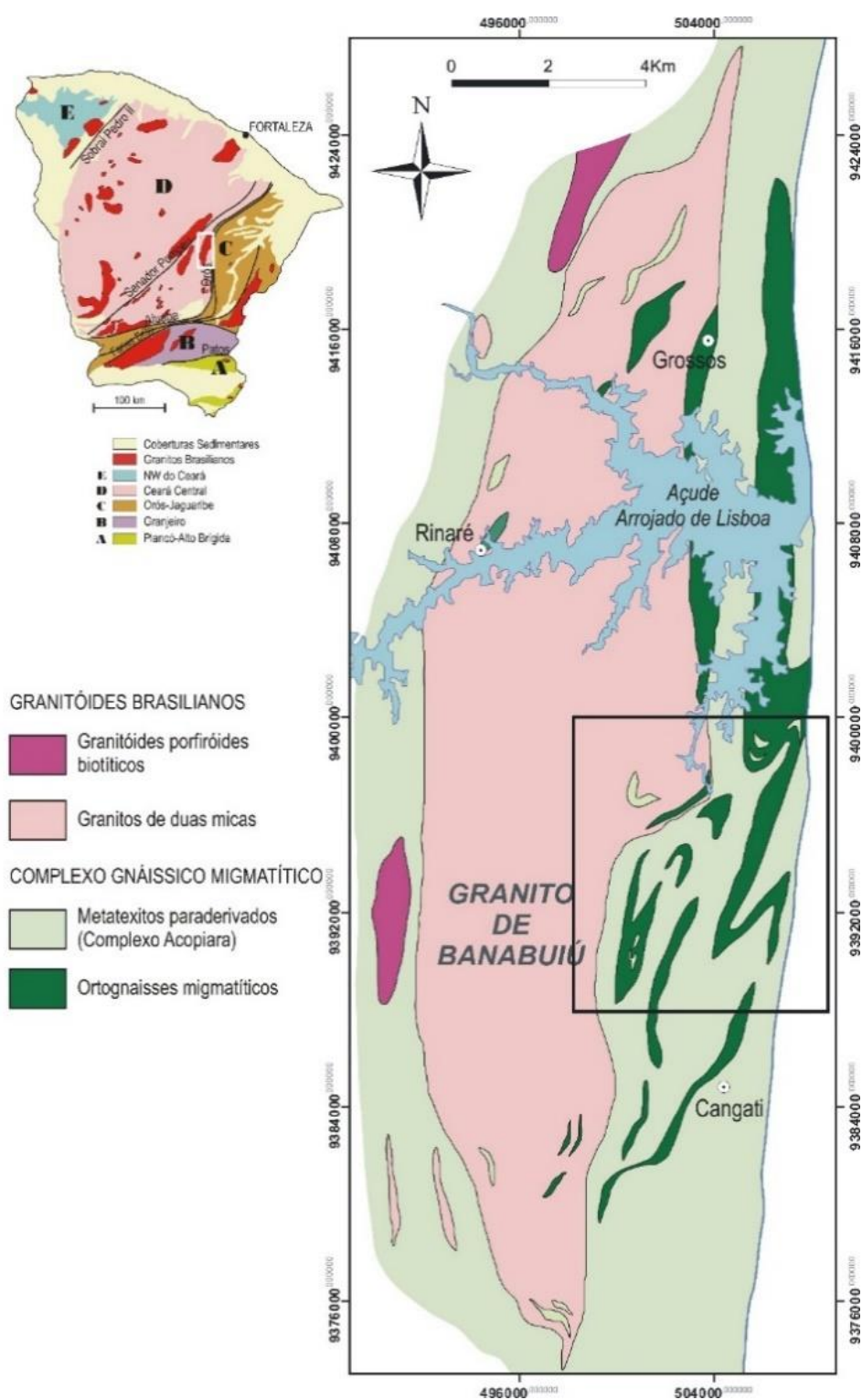


Figura III.1: Mapa geológico da região de Banabuiú (extraído de Lima, 2014), mostrando a localização da área de estudo (retângulo preto).

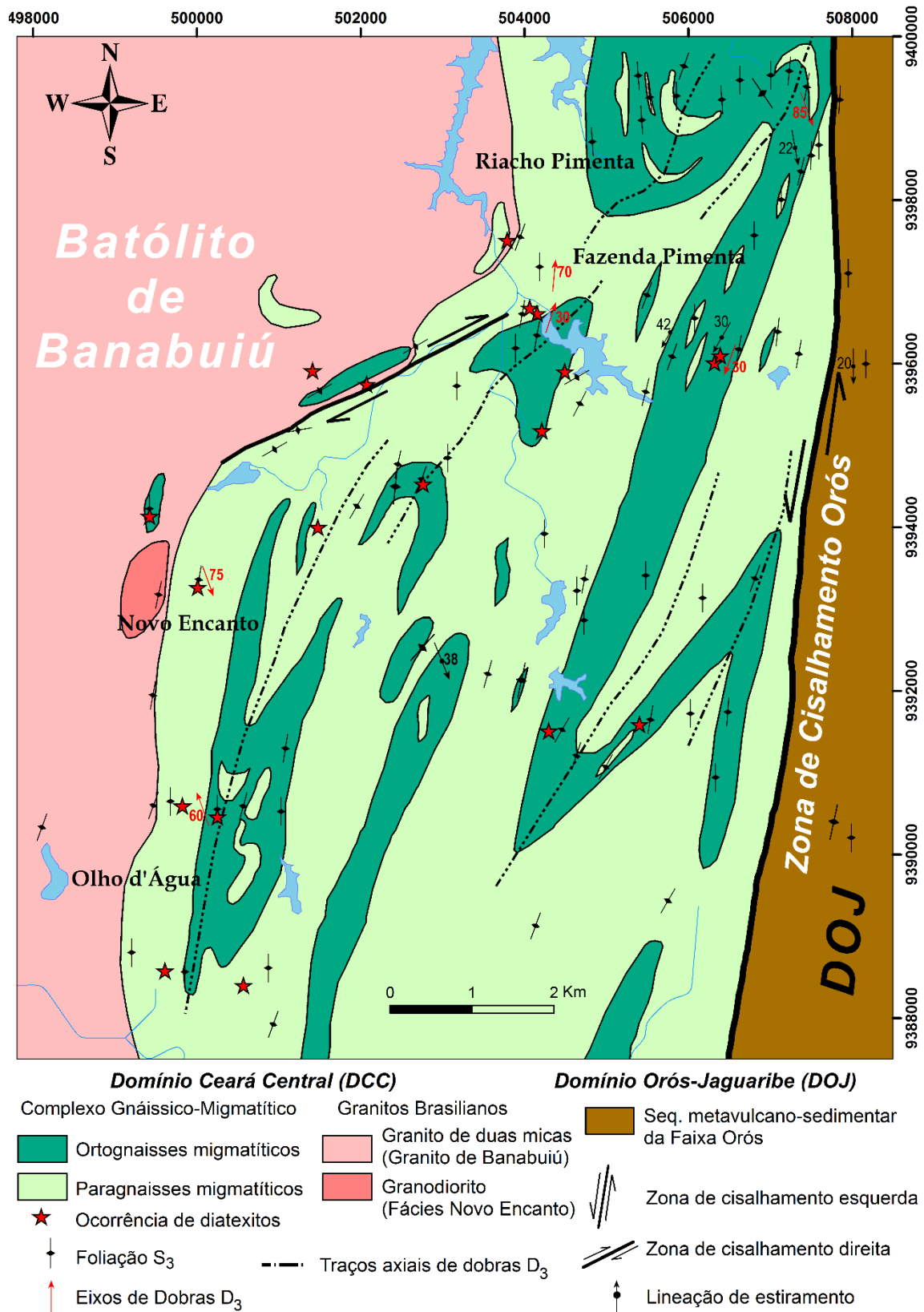


Figura III.2a: Mapa geológico da região estudada.

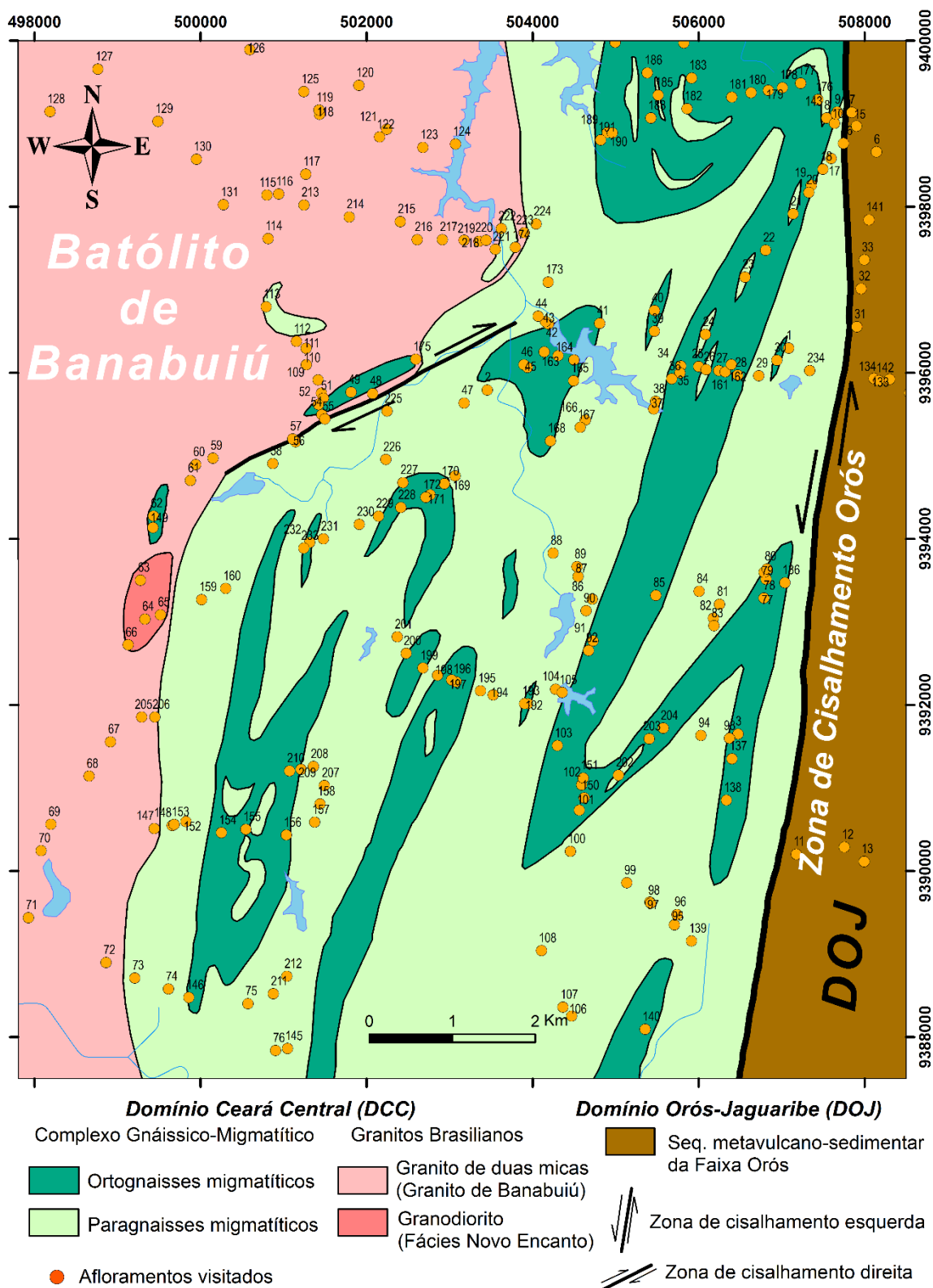


Figura III.2b: Mapa geológico da região sul de Banabuiú com a localização dos afloramentos observados.

Nos domínios onde a D_3 é menos intensa, verifica-se que a foliação afetada por esta fase corresponde a uma S_2 . A foliação S_1 é identificada ao microscópio através da presença de microdobras entre os planos S_2 .

III.2. Complexo Gnáissico-Migmatítico

De acordo com a bibliografia publicada, o complexo gnáissico-migmatítico é constituído essencialmente por metassedimentos da sequência Acopiara (ver secção II.2.3.2). No entanto, o trabalho de campo realizado no âmbito desta investigação permitiu individualizar várias faixas de ortognaisses migmatizados e deformados no seio do conjunto metassedimentar (Fig. III.2), confirmando a cartografia apresentada no mapa da Figura III.1 (Lima, 2014).

Tanto as rochas orto-derivadas como as paraderivadas sofreram os efeitos do evento anatético Brasileiro gerando migmatitos com morfologias muito diversas (e.g. metatexitos estromáticos, diatexitos nebulíticos, diatexitos “schollen”, diatexitos “schlieren” e diatexitos maciços). O bandado estromático, conferido pela presença de níveis quartzo-feldspáticos (leucossomas) intercalados em paragnaisses e ortognaisses, é a estrutura dominante na região estudada. No entanto, em íntima associação com estas rochas, podem ocorrer, de forma localizada, pequenos corpos irregulares de diatexitos “schollen”, “schlieren” e maciços resultantes da cristalização de maiores quantidades de fundido, cuja localização se assinala no mapa da Figura III.2a.

Devido à intensidade dos processos de migmatização e deformação, nem sempre é possível estabelecer os limites precisos entre ortognaisses e paragnaisses, tendo-se optado por cartografar como ortognaisses as manchas em que predomina este tipo de litologias e como paragnaisses os sectores onde os metassedimentos são dominantes, embora ambos os litótipos ocorram, lado a lado, em muitos afloramentos.

III.2.1. Paragnaisses migmatíticos

Os paragnaisses do complexo gnáissico-migmatítico estão representados por um conjunto de rochas de composição semipelítica a pelítica intensamente migmatizadas, contendo, esporadicamente, intercalações lenticulares de quartzitos, rochas calcossilicatadas e anfibolitos.

Como foi referido anteriormente, as rochas desta unidade correspondem maioritariamente a metatexitos estromáticos, compostos por uma alternância de bandas mais escuras, ricas em filossilicatos (paragnaisses) e faixas leucocráticas de composição quartzo-feldspática (leucossomas) (Fig. III.3). Os termos pelíticos dos paragnaisses hospedeiros distinguem-se dos termos grauvacóides pelo seu maior conteúdo em micas

e menores proporções de quartzo e feldspato (Fig. III.3). A granada está ocasionalmente presente em qualquer dos litótipos metassedimentares.

Os leucossomas, com espessuras milimétricas a decimétricas, chegam a ocupar volumes de afloramento superiores a 40% (Fig. III.4). Apresentam textura ígnea, granularidade variável (fina, média, grosseira ou, por vezes, pegmatóide) e composições dominadas por quartzo e feldspato (Figs. III.5 e III.6). A biotite e moscovite ocorrem sempre em quantidades reduzidas e a granada é pontual.

Nas zonas em que a deformação D_3 é mais intensa, os metatexitos estromáticos adquirem um “fabric” milonítico, em que se reconhecem, por vezes, leucossomas boudinados e dobras intrafoliares simétricas e assimétricas.

Em termos das relações geométricas entre leucossomas e paragneisses hospedeiros, foi possível identificar as seguintes situações:

- leucossomas dispostos paralelamente à S_2 e dobrados pela D_3 (Figs. III.5 e III.6);
- leucossomas paralelos aos planos axiais de dobras D_3 que afetam o bandado migmatítico estromático (Figs. III.5 e III.6);
- leucossomas alinhados segundo a foliação regional S_3 (Figs. III.3 e III.4)
- leucossomas ocupando zonas dilatantes em estruturas D_3 (Fig. III.7);
- leucossomas oblíquos às estruturas D_3 (Fig. III.8);

Embora a presença de alguns leucossomas dispostos paralelamente à S_2 e dobrados pela D_3 sugira que as condições de fusão parcial podem ter sido atingidas ainda durante a D_2 , a estreita associação espacial entre a maioria dos leucossomas e as estruturas D_3 parece demonstrar que o episódio anatético ocorreu essencialmente durante a tectónica transcorrente (D_3).

Verifica-se, por outro lado, que os diferentes tipos de leucossomas estão, em geral, interconectados entre si e nunca mostram sinais de deformação no estado sólido, o que permite concluir que a cristalização dos líquidos anatéticos só se deverá ter completado nos estádios finais do último evento de deformação (D_3).

Nos contactos entre os leucossomas e os seus hospedeiros raramente se observam melanossomas, ou seja, orlas mais escuras de material residual (biotite) (Figs. III.3 e III.4). A ausência generalizada de melanossomas nas margens dos estromas parece indicar, assim, que a maior parte dos leucossomas alojados nos paragneisses não estão “in-situ” e derivaram de fundidos que migraram para fora da área fonte e foram injetados nas rochas hospedeiras (Sawyer, 2008).

A admitir-se esta hipótese, o Complexo Gnáissico-Migmatítico representaria um segmento crustal onde se acumularam grandes quantidades de “melt” provenientes de níveis mais profundos (Sawyer, 2008, Morfin *et al.*, 2013).



Figura III.3: Bandado estromático em paragnaisse. Os leucossomas são paralelos à foliação S_3 do paragnaisse hospedeiro (Aflor. 174).



Figura III.4: Metatextito estromático paraderivado mostrando um volume de leucossomas superior a 40% do afloramento (Aflor. 95).

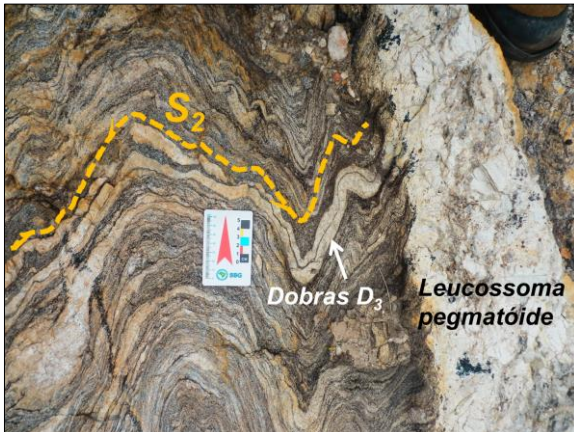


Figura III.5: Leucossoma pegmatóide paralelo ao plano axial das dobras D_3 , em continuidade com leucossomas concordantes com a foliação S_2 dobrados pela D_3 (Aflor. 21).

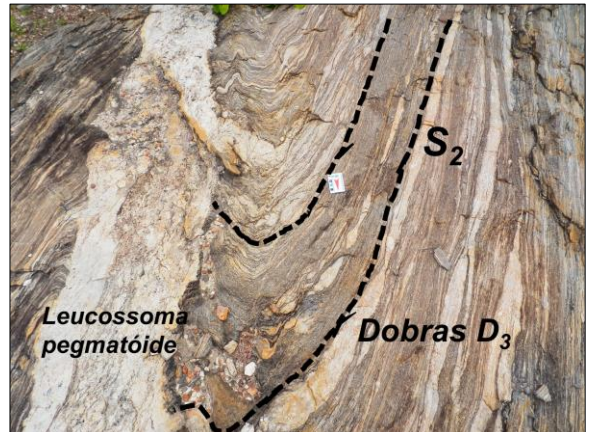


Figura III.6: Outro aspecto de leucossoma pegmatóide paralelo ao plano axial das dobras D_3 , que também está em continuidade com os leucossomas dobrados pela D_3 (Aflor. 21).



Figura III.7: Leucossomas discordantes preenchendo zonas dilatantes (Aflor. 56).

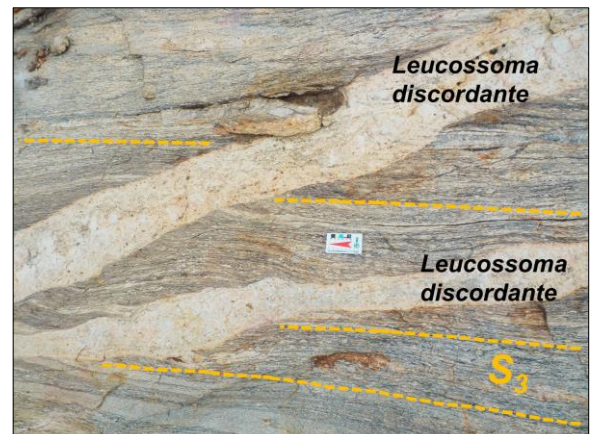


Figura III.8: Leucossomas discordantes, cortando um bandado estromático paralelo à foliação S_3 (Aflor. 17).

É de sublinhar, contudo, que os paragneisses encaixantes mostram evidências de ter sido, eles próprios, afetados por fusão parcial, o que implica que, para além de uma zona de acumulação de “melt”, esta região também constituiu uma área fonte de líquidos anatéticos que deverão ter escapado, em grande parte, para níveis estruturais mais altos.

III.2.2. Ortognaisses migmatíticos

Os ortognaisses são rochas fortemente anisotrópicas, de composição granítica, grão médio a fino-médio e cor clara. Nalguns ortognaisses, a biotite domina claramente sobre a moscovite, enquanto outros apresentam proporções semelhantes das duas micas ou predomínio de moscovite (Figs. III.9 e III.10).



Figura III.9: Ortogneisse biotítico-moscovítico com foliação S_3 bem marcada (Aflor. 150).



Figura III.10: Aspeto de ortogneisse moscovítico-biotítico mostrando um “fabric” milonítico S_3 indicando movimentação esquerda (Aflor. 151).

Qualquer das variedades de ortognaisses contém megacristais de feldspato deformados com aspeto ocelado, de dimensões milimétricas a centimétricas, contornados pela foliação (Figs. III.9 e III.10). Tal como os paragneisses, estas rochas possuem um bandado estromático bem marcado, conferido pela presença de leucossomas, de espessura centimétrica (Fig. III.11 e Fig. III.12). Os leucossomas são constituídos essencialmente por quartzo e feldspato e exibem geralmente uma textura ígnea não porfiróide, sem evidências de deformação no estado sólido e um carácter fortemente leucocrático (Fig. III.11-13).

As suas relações geométricas com os ortognaisses hospedeiros são idênticas às encontradas na sequência paraderivada, o que permite concluir que:

- a fusão parcial se iniciou durante a D_2 (leucossomas paralelos à foliação S_2), se prolongou durante a D_3 (leucossomas paralelos ao plano axial das dobras D_3 e à

foliação S_3) e continuou até aos estádios mais tardios deste episódio de deformação (leucossomas discordantes com as estruturas D_3) (Figs. III.11-14).

- a cristalização dos fundidos anatóticos parece ter ocorrido essencialmente durante os últimos estádios da D_3 ou depois deste evento tectónico (ausência de evidências de deformação no estado sólido nos diferentes tipos de leucossomas).



Figura III.11: Bandado estromático concordante com a foliação S_3 em ortogneisse biotítico (Aflor. 79).



Figura III.12: Ortogneisse com fino bandado migmatítico (S_3), cortado por um leucossoma discordante (Aflor. 151).



Figura III.13: Leucossomas ligeiramente discordantes com a foliação S_3 do ortogneisse hospedeiro (Aflor. 151).

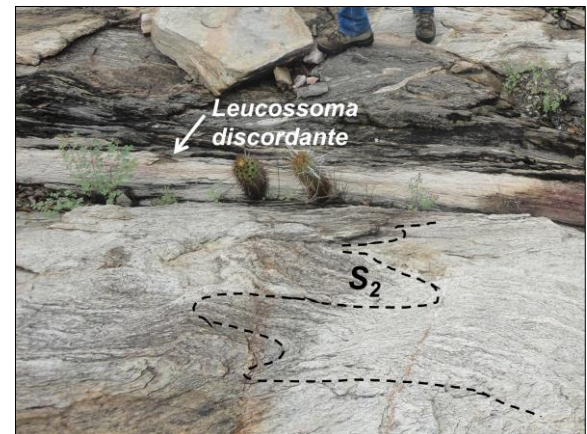


Figura III.14: Ortogneisse com bandado estromático (S_2), dobrado pela D_3 . Pode observar-se ainda um leucossoma paralelo ao plano axial das dobras D_3 (Aflor. 151).

III.2.3. Diatexitos

Os diatexitos ocorrem sob a forma de bolsões e corpos irregulares, de dimensões métricas a decamétricas, intrusivos nos paragneisses e ortogneisses estromáticos (Fig. III.15 e III.16). São rochas com textura granítica, de grão fino a médio, constituídas por quartzo, feldspato potássico, plagioclase e proporções variáveis de moscovite e biotite. Contêm, por vezes, megacristais euédricos a subédricos de feldspato (< 2 cm) e, ocasionalmente, pequenos cristais de granada. O seu “fabric” é, em geral, isotrópico,

embora possam apresentar uma foliação de fluxo magmático definida pela orientação das micas e dos cristais tabulares de feldspato.

Na região cartografada, é possível encontrar diatexitos de tipo “schollen”, “schlieren” e maciços (Figs. III.16-18), transitando entre si através de contactos gradacionais, o que parece apontar para a intervenção de mecanismos de mistura / desmistura, de extensão variável, entre os fundidos anatéticos e os seus protólitos e/ou migmatitos encaixantes.



Figura III.15: Aspeto geral de um afloramento de diatexito maciço (Aflor. 103).



Figura III.16: Contacto intrusivo entre diatexito maciço e ortognaisse migmatítico (Aflor. 149).



Figura III.17: Diatexito com “schollen” de ortognaisse (Aflor. 149).

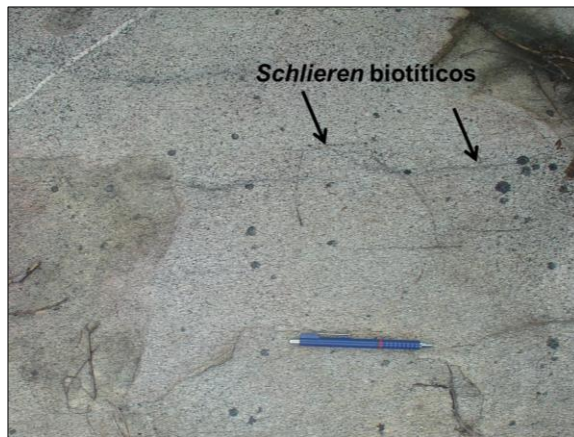


Figura III.18: Diatexito do tipo “schlieren”. Note-se a presença de finos leitos biotíticos dispersos na matriz da rocha (Aflor. 161).

Os diatexitos “schollen” tendem a ocorrer nas zonas de contacto com os ortognaisses e paragnaisses estromáticos e contêm abundantes encraves (“schollen”), com dimensões variáveis, formas frequentemente angulosas e aspeto muito semelhante ao dos seus hospedeiros (Fig. III.17), sugerindo que estes encraves representem porções do material encaixante incorporado no “melt” durante a sua instalação. Por outro lado, os finos leitos biotíticos disseminados nos diatexitos “schlieren” (Fig. III.18) tanto podem

corresponder a uma fração restítica herdada do protólito, como a um estágio mais avançado do processo de desagregação e digestão das rochas envolvidas.

Por último, os diatexitos maciços afloram, em geral, nas partes mais internas dos corpos de maiores dimensões (Fig. III.16), sendo possível que resultem da cristalização de maiores quantidades de fundidos que foram eficientemente segregados da área fonte e não sofreram contaminação significativa durante a sua ascensão e intrusão.

III.3. Granito de Banabuiú

O maciço granítico de Banabuiú aflora na porção ocidental da área como um batólito alongado na direção N-S, concordante com as estruturas regionais (Figs. III.1 e III.2). No campo, os afloramentos do granito de Banabuiú ocorrem sob a forma de lajes ou de grandes blocos isolados arredondados (Fig. III.19). Os enclaves de rochas migmatíticas encaixantes são abundantes e têm, em muitos casos, expressão cartográfica (Fig. III.2).

A fácies dominante do maciço de Banabuiú está representada por um granito leucocrático de duas micas, de grão médio a fino, geralmente não porfiróide, sem evidências de deformação no estado sólido, mostrando, por vezes, uma foliação de fluxo magmático (Fig. III.20).



Figura III.19: Aspeto de laje do granito de Banabuiú (Aflor. 112).



Figura III.20: Aspeto do granito de duas micas de Banabuiú, mostrando foliação de fluxo magmático com orientação N-S (Aflor. 112).

No entanto, a norte da povoação de Novo Encanto, identificou-se um pequeno corpo de granodiorito biotítico, equigranular de grão fino, que parece definir relações de “mixing /mingling” com o granito de duas micas envolvente (Figs. III.2 e III.21). Com efeito, as rochas da fácies Novo Encanto aparecem como enclaves microgranulares máficos (MME), de aspeto ovóide, no interior do granito de duas micas (Figs. III.22 e

III.23), sugerindo que possam corresponder a glóbulos de magma granodiorítico incluídos no “melt” mais félsico, enquanto este ainda não estava completamente cristalizado (e.g. Frost & Mahood, 1987; Vernon *et al.*, 1988; Zorpi *et al.*, 1989; Hibbard, 1991; Barbarin & Didier, 1992).



Figura III.21: Aspecto geral de afloramento do granodiorito biotítico de Novo Encanto (Aflor. 65).



Figura III.22: Enclave ovóide de granodiorito biotítico no granito de Banabuiú (Aflor. 66).



Figura III.23: Encraves do granodiorito biotítico de Novo Encanto no granito de Banabuiú (Aflor. 66).



Figura III.24: Zona de mistura entre o magma granodiorítico de Novo Encanto e o magma granítico de Banabuiú (Aflor. 66).

Por outro lado, nalguns afloramentos, as relações de contacto entre os granodioritos da fácies Novo Encanto e o granito de Banabuiú são bastante complexas (Fig. III.24)., podendo inclusivamente dar origem a rochas com características macroscópicas transicionais que parecem representar uma fácies híbrida, resultante da interacção física /química entre os dois tipos de magma.

III.4. Pegmatitos

Todas as litologias expostas na área cartografada são cortadas por filões pegmatíticos tardios, de espessuras e extensões variáveis, com uma associação

mineralógica composta por feldspato potássico + albite + quartzo + moscovite \pm biotite \pm turmalina \pm berilo \pm granada (Figs. III.25 e III.26).

Em geral, os pegmatitos associados ao granito são estreitos (< 1 m), estéreis e estão encaixados em famílias de diaclases, enquanto os filões presentes no encaixante migmatítico têm, por vezes, espessuras de vários metros e possuem, com frequência, mineralizações em berilos e turmalinas gemológicas.



Figura III.25: Filão pegmatítico intrusivo no granito de Banabuiú (Aflor. 217).



Figura III.26: Associação mineralógica típica nos pegmatitos da região estudada (Aflor. 186).

III.5. Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ)

As rochas da chamada Faixa Orós afloram ao longo da Serra dos Boqueirões do Retiro, na porção oriental do sector cartografado (Fig. III.2), marcando o limite entre os domínios Orós-Jaguaribe (DOJ) e Ceará Central (DCC). Estas rochas têm sido descritas na literatura como uma sequência metavulcano-sedimentar de idade Mesoproterozóica (Braga & Mendonça, 1984; Parente & Arthaud, 1995).

Na área estudada, a Faixa Orós é constituída por metapelitos aluminosos de cor avermelhada, quartzitos e mármore calcíticos nos quais se intercalam metavulcanitos ácidos, com pequenos megacristais de feldspato potássico róseo. Todo o conjunto foi intensamente afetado pela Zona de Cisalhamento de Orós, exibindo um “fabric” milonítico paralelo ao acidente (S_3) e uma lineação de estiramento subhorizontal (Figs. III.27 e III.28).

A série pelítica está representada por filádios e micaxistos, em que foram identificadas as seguintes associações mineralógicas: (1) moscovite + biotite + quartzo + plagioclase + opacos, (2) moscovite + biotite + quartzo + plagioclase + opacos + granada, (3) moscovite + biotite + quartzo + plagioclase + opacos \pm granada + estauroлите. Apresentam texturas de grão fino a muito fino, quase sempre lepidogranoblásticas e uma xistosidade muito penetrativa com orientação N-S, subvertical, paralela às estruturas

regionais. As intercalações quartzíticas são compostas essencialmente por quartzo e moscovite (Parente & Arthaud, 1995).



Figura III.27: Metavulcanito ácido da Faixa Orós, mostrando um fabric milonítico (Aflor. 135).



Figura III.28: Lineação de estiramento em quartzitos da Faixa Orós (Aflor. 7).

III.6. Principais estruturas tectónicas na área de estudo

Como foi referido previamente, a tectónica transcorrente D_3 , associada à Zona de Cisalhamento Orós (ZCO) obliterou, em grande parte, as anisotropias mais antigas e é responsável pelo padrão estrutural da região estudada, pelo que se passará a descrever em maior detalhe as estruturas relacionadas com este acidente.

À escala do mapa, as faixas alternadas de paragneisses e ortogneisses estromáticos definem dobras quilométricas fechadas com plano axial NNE-SSW a N-S, subvertical (Fig. III.2). Estas dobras, com eixo também subvertical, mostram charneiras engrossadas, flancos boudinados e, nas proximidades da ZCO, uma assimetria de tipo “s” indicando uma cinemática de transcorrência esquerda para a zona de cisalhamento (Fig. III.2).

Embora em alguma da bibliografia publicada, seja atribuída uma movimentação direita à ZCO (Sá, 1991, Jardim de Sá, 1994, Parente, 1995 e Parente & Arthaud, 1995), o tipo de assimetria das dobras cartográficas, a direção dos seus traços axiais e a sua rotação sinistrógiro junto à ZCO apontam no sentido contrário.

As dobras mesoscópicas D_3 ocorrem generalizadamente em toda a área, têm eixos com inclinações geralmente superiores a 60° , para norte ou para sul e são, em muitos casos, acompanhadas pelo desenvolvimento de uma foliação de plano axial S_3 (Figs. III.29-32). Nos corredores miloníticos paralelos à ZCO, o único “fabric” planar visível é a foliação S_3 que pode conter uma lineação de estiramento subhorizontal. As estruturas s-c são muito raras e a assimetria das caudas dos porfiroclastos de feldspato pouco

pronunciadas (Fig. III.33), pelo que os critérios cinemáticos se tornam, com frequência, ambíguos.

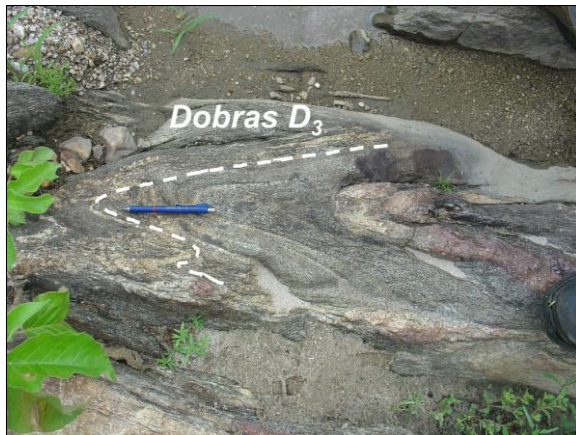


Figura III.29: Dobras D_3 em paragnaisse estromático (Aflor. 160).

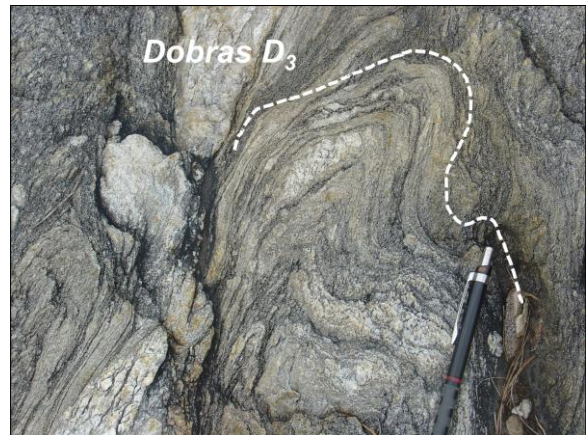


Figura III.30: Dobras D_3 em ortognaisse bandado (Aflor. 162).

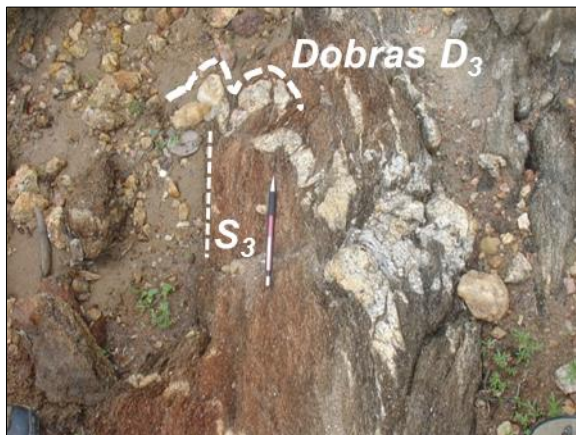


Figura III.31: Dobras D_3 com xistosidade de plano axial (Aflor. 43).



Figura III.32: Dobras assimétricas D_3 em ortognaisse (Aflor. 174).



Figura III.33: Porfiroclasto de feldspato com sombras de pressão assimétricas indicando movimentação esquerda (Aflor. 143).



Figura III.34: Cisalhamento direito $N60^\circ E$ afetando ortognaisse bandado (Aflor. 149).

Para além da ZCO, as zonas de cisalhamento destrás de direção ENE-WSW identificadas na área originam desvios nas trajetórias da foliação regional (Fig. III.2) e produzem estreitos corredores de cisalhamento com a mesma cinemática (Fig. III.34). No setor localizado nas proximidades do cisalhamento direito de Fazenda Pimenta, este acidente poderá ter controlado a orientação do contacto do granito de Banabuiú e dos enclaves de encaixante migmatítico nele contidos (Fig. III.2).

CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA

Neste capítulo, descrevem-se as características petrográficas de 26 amostras dos principais litótipos que afloram na área de estudo e discute-se a evolução metamórfica do setor cartografado. A localização das amostras estudadas é apresentada na Figura IV.I.

IV.1. Complexo Gnáissico-Migmatítico

Dada a grande heterogeneidade do Complexo Gnáissico-Migmatítico, a estratégia de amostragem adotada consistiu em selecionar os afloramentos onde havia condições para recolher amostras representativas das diferentes porções dos migmatitos estromáticos (paragnaisses e ortognaisses hospedeiros e respetivos leucossomas) e, sempre que possível, dos pequenos corpos de diatexitos que lhes estão associados.

IV.1.1. Paragnaisses hospedeiros

Os paragnaisses pelíticos e semipelíticos (grauvacóides) são caracterizados por uma associação mineralógica composta por: biotite (Bt) + moscovite (Ms) + quartzo (Qtz) + plagioclase (Pl) \pm granada (Grt) \pm silimanite (Sil) + zircão (Zrn) + apatite (Ap) + opacos (Op). Os termos pelíticos apresentam um conteúdo em filossilicatos geralmente superior a 60%, enquanto os paragnaisses grauvacóides têm teores mais baixos em micas (30%-40%) e proporções superiores em quartzo e plagioclase (Figs. IV.2 e IV.3). Ambos os litótipos possuem um bandado gnáissico bem marcado, conferido pela alternância de níveis lepidoblásticos ricos em filossilicatos e leitos granoblásticos quartzo-feldspáticos. Nos paragnaisses grauvacóides, as bandas lepidoblásticas são normalmente muito finas, não ultrapassando 1 mm de espessura (Fig. IV.3).

O bandado gnáissico da maioria das amostras observadas corresponde a uma foliação de terceira fase (S_3), pois transpõe, total ou parcialmente, anisotropias prévias (S_1+S_2). Com efeito, em afloramentos onde a anisotropia planar S_3 não é tão penetrativa, é possível verificar que a foliação dobrada pela D_3 e preservada nos flancos destas dobras é uma S_2 , uma vez que contem arcos poligonais de uma xistosidade anterior (S_1) (Fig. IV.4). Nalgumas lâminas delgadas, encontraram-se também cristais de moscovite orientados paralelamente à S_3 , com inclusões orientadas de silimanite (fibrolite) definindo microdobras fechadas, o que além de indiciar a existência de “fabrics” mais antigos (S_1 ou

S₂), demonstra que a isógrada da silimanite foi atingida antes da terceira fase de deformação Brasileira (Fig. IV.5).

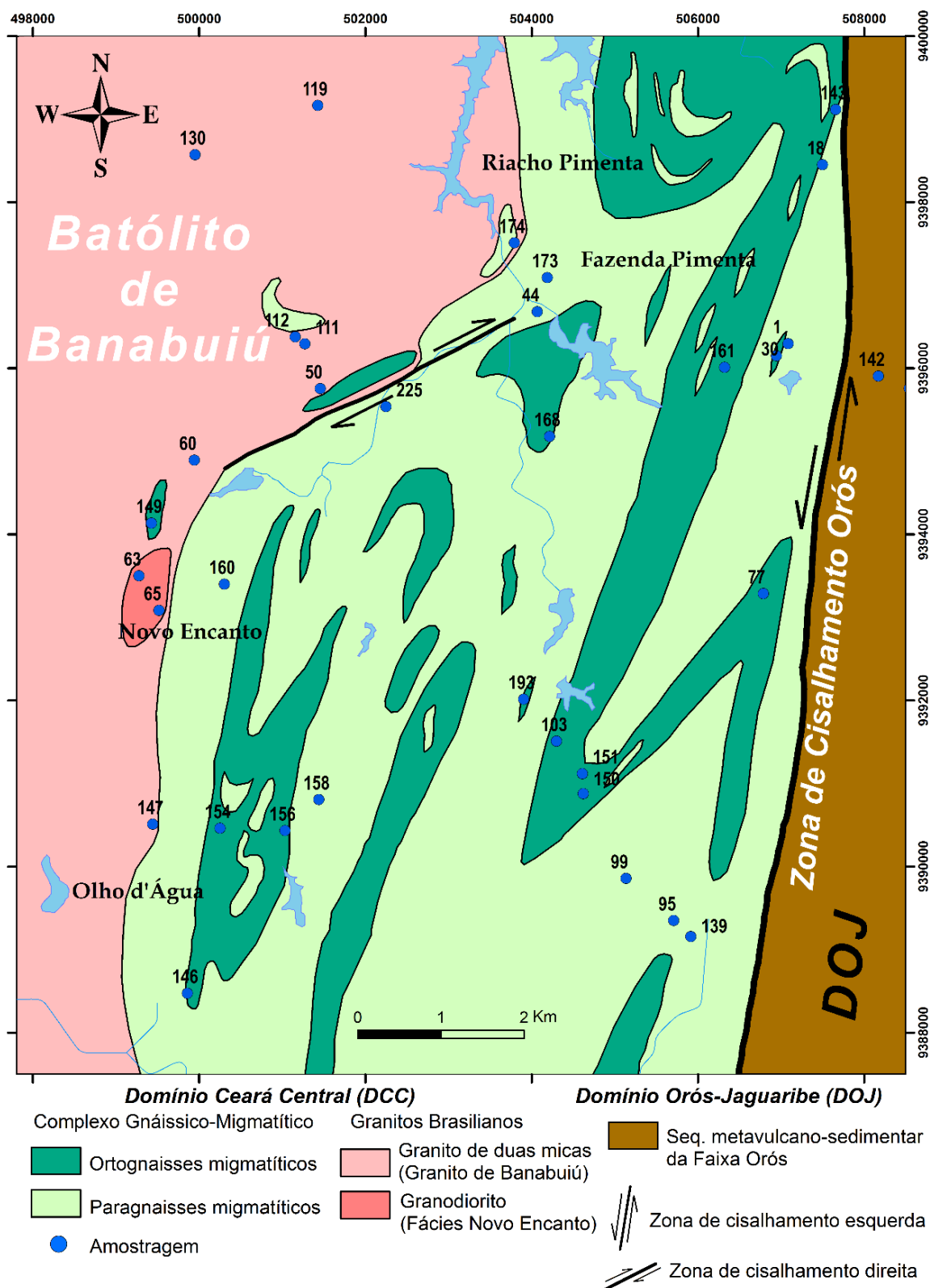


Figura IV.1: Localização das amostras no setor cartografado.

Tanto nos paragnaisses pelíticos como nos grauvacóides, a biotite ocorre em cristais lamelares, subédricos, alinhados segundo a foliação (Figs. IV.2 e IV.3). Possui pleocroísmo forte entre bege (α) e castanho avermelhado ($\gamma = \beta$), extinção reta, dimensões máximas de 2 mm e contém, com frequência, inclusões de opacos. A moscovite está geralmente intercrescida com a biotite nos leitos lepidoblásticos e parece ter-se formado, em grande parte, por retrogradação da silimanite (Fig. IV.5). Constitui pequenas palhetas (< 1mm), incolores, hipidiomórficas, contribuindo, conjuntamente com a biotite, para a definição da foliação (Figs. IV.2 e IV.3). Apresenta extinção reta tipicamente mosqueada e sinal de alongamento positivo.

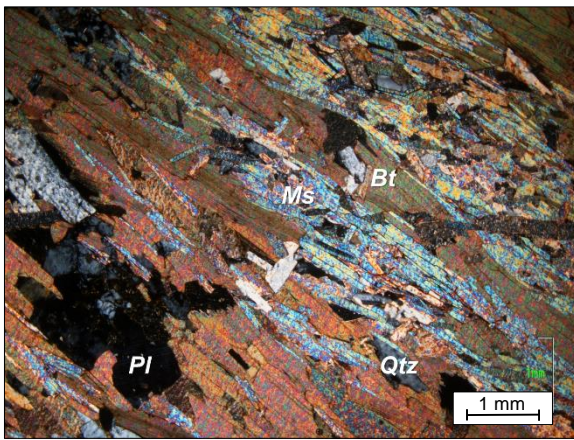


Figura IV.2: Paragnaisse de composição pelítica com textura lepidoblástica (Am. 174A).

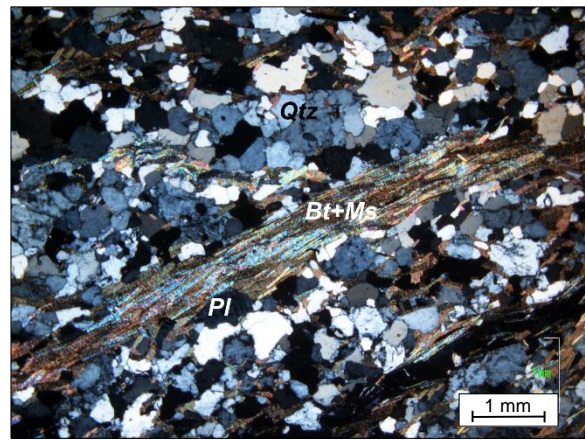


Figura IV.3: Paragnaisse semi-pelítico exibindo textura granolepidoblástica (Am. 1B).

O quartzo é abundante nos domínios granoblásticos. Forma cristais predominantemente anédricos, de dimensões inferiores a 1 mm, evidenciando sinais de deformação de intensidade variável (extinção ondulante, subgranulação, bandas de deformação e recrystalização dinâmica). Nas rochas em que o “fabric” S_3 tem carácter milonítico, os efeitos da recrystalização dinâmica são mais pronunciados e a redução de tamanho de grão mais vincada. A plagioclase também está presente nas bandas granoblásticas, onde constitui cristais subédricos a anédricos (< 1 mm), sem zonamento ótico evidente e com a macla polissintética da albite pouco nítida.

Nalgumas das lâminas delgadas analisadas, encontraram-se pequenos porfiroblastos de granada dispersos (< 1 mm), com formas tendencialmente subédricas e sem inclusões orientadas (Figs. IV.6 e IV.5). Embora as relações blastese – deformação sejam muitas vezes ambíguas, o facto dos porfiroblastos de granada serem hipidiomórficos, desprovidos de inclusões alinhadas e nunca estarem contornados pelo “fabric” S_3 sugere que a granada possa corresponder a uma fase peritética, gerada

tardiamente na sequência (tardi-D₃). A sua presença é, por isso, indicativa de que estas rochas sofreram anatexia durante a Orogenia Brasileira.

Quando presente, a silimanite ocorre em finos cristais aciculares (variedade fibrolite), incluídos em moscovite (Fig. IV.5). É sempre uma fase muito escassa, o que apoia a hipótese de ter sido consumida durante as reações de fusão parcial que afetaram estas litologias.

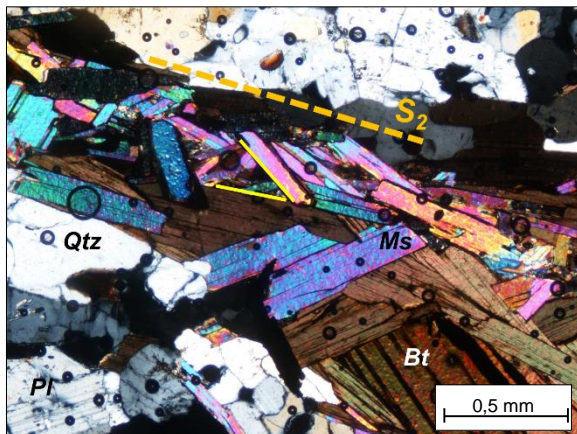


Figura IV.4: Foliação S₂ com arcos poligonais de biotite mimetizando uma xistosidade anterior (S₁) (Am. 160A).

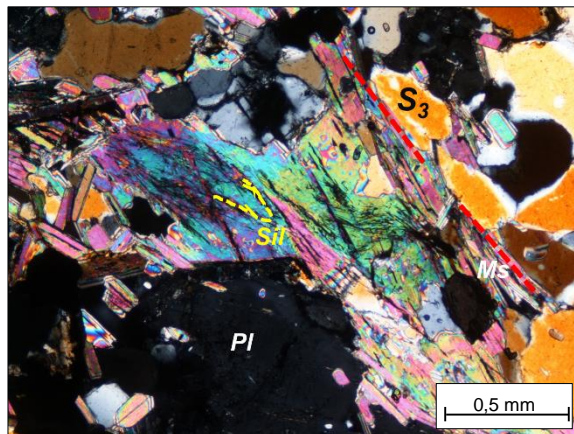


Figura IV.5: Inclusões microdobradas de fibrolite (Sil) em moscovite (Am. 173B).

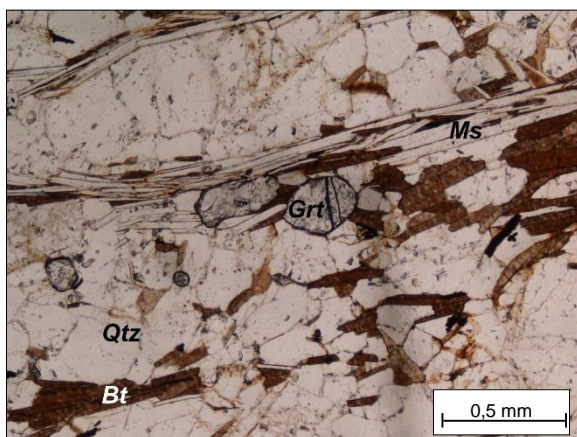


Figura IV.6: Cristais de granada (Grt) em paragneisse semipelítico (Am. 1B).

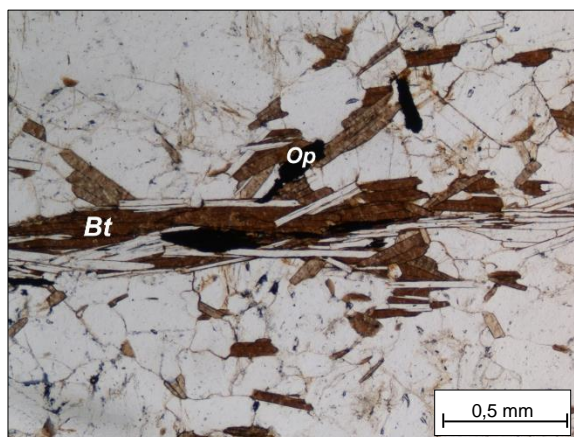


Figura IV.7: Cristais de opacos associados à biotite em paragneisse semipelítico (Am. 1B).

O zircão, a apatite e os opacos são fases acessórias comuns nestes litótipos. Constituem cristais de dimensões reduzidas, frequentemente idiomórficos, que tendem a associar-se à biotite, apesar de também aparecerem disseminados nos domínios granoblásticos (Fig. IV.7). A apatite é incolor, apresenta relevo alto, cores de polarização cinzentas de 1ª ordem e figura de interferência uniaxial negativa. O zircão também é incolor, possui um relevo muito alto ($n >$ biotite), cores de polarização de 3ª ordem e figura de interferência uniaxial positiva.

IV.1.2. Leucossomas em paragneisses

Os leucossomas intercalados nos paragneisses podem ser agrupados em dois conjuntos com base na sua composição mineralógica: os leucossomas constituídos essencialmente por quartzo e plagioclase (leucossomas trondjemíticos) e os leucossomas com quartzo, feldspato potássico e plagioclase na sua associação mineralógica principal (leucossomas graníticos) (Figs. IV.8 e IV.9). Ambos os tipos apresentam teores muito baixos em micas (< 5%) e granada, apatite e zircão como minerais acessórios. As suas texturas são tipicamente ígneas, sem evidências de deformação no estado sólido.

De uma forma geral, os leucossomas mais estreitos tendem a apresentar uma granularidade mais fina e uma distribuição mais homogênea de tamanhos de grão (Figs. IV.8 e IV.9), enquanto os mais espessos possuem grão médio a grosseiro e um carácter vincadamente heterogranular.

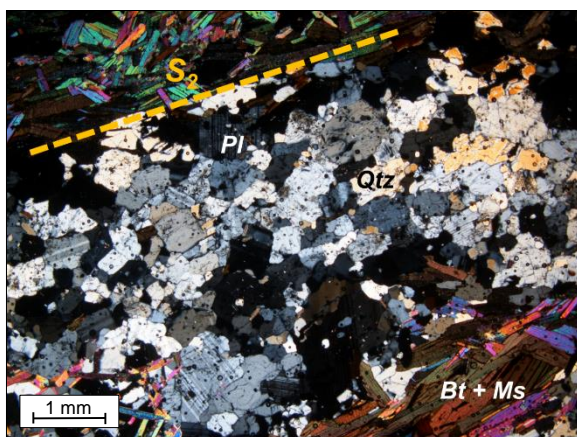


Figura IV.8: Leucossoma trondjemítico concordante com a foliação S_2 (Am. 160A).

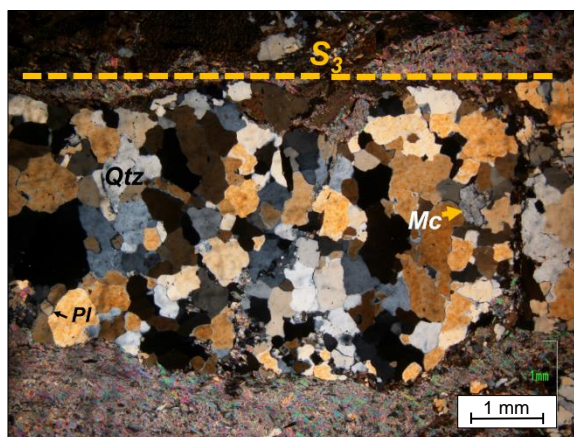


Figura IV.9: Leucossoma de composição granítica paralelo à foliação S_3 (Am. 95A).

Qualquer que seja a sua composição e a sua disposição em relação às estruturas associadas à D_2 ou à D_3 (ver secção III.2.1), os leucossomas estudados apresentam sempre “fabrics” isotrópicos à escala microscópica, revelando que os líquidos anatéticos a partir dos quais se formaram permaneceram no estado “subsolidus” até aos estádios finais do último evento de deformação (D_3).

Em lâmina delgada, verifica-se ainda que os leucossomas estão, normalmente, bem individualizados dos paragneisses que os alojam, embora os seus contatos com os hospedeiros metassedimentares sejam, com frequência, irregulares (Fig. IV.10) e raramente estejam marginados por orlas de melanossomas. Com efeito, as porções dos paragneisses que bordejam as bandas de leucossomas não mostram nem as variações

de textura, nem o enriquecimento preferencial em fases minerais refratárias (biotite ± silimanite), que se esperam encontrar em verdadeiros melanossomas (Sawyer, 2008). A sua ausência nestas rochas vem, assim, confirmar o carácter alóctone da maior parte dos fundidos anatóticos associados aos paragnaisses.

De notar ainda que a irregularidade dos contactos entre os leucossomas e os paragnaisses é frequentemente interpretada como um sinal de que as rochas hospedeiras estariam parcialmente fundidas quando foram injetadas por veios leucocráticos (Sawyer, 2008).

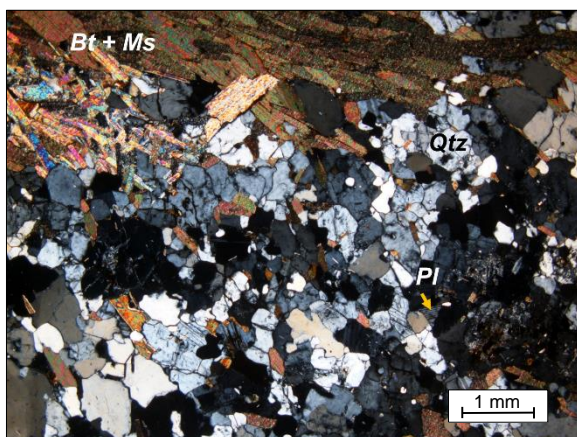


Figura IV.10: Contactos irregulares entre leucossoma e paragnaisse pelítico (Am. 174A).

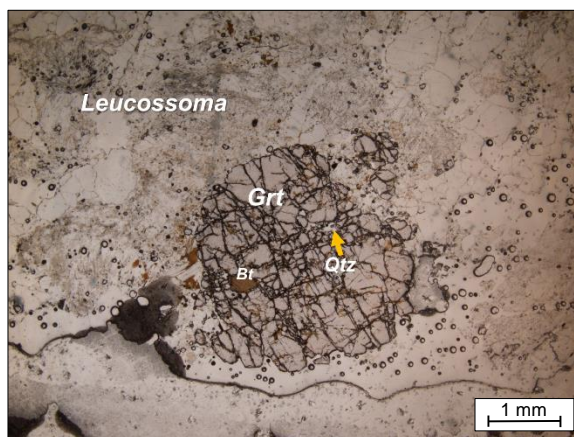


Figura IV.11: Granada peritética (Grt), com inclusões de biotite e quartzo, em leucossoma (Am. 95C).

O quartzo é uma das fases minerais dominantes, tanto nos leucossomas trondjemíticos como nos de composição granítica. Ocorre em cristais anédricos (< 2 mm), sem indícios de deformação, mostrando, por vezes, limites retilíneos com os grãos adjacentes.

A plagioclase está presente em proporções semelhantes às do quartzo nos leucossomas trondjemíticos, enquanto nos leucossomas graníticos constitui uma fase essencial, mas modalmente menos abundante. Forma cristais anédricos a subédricos, não zonados, com dimensões máximas de 2 mm e apresenta a macla polissintética da albite bem desenvolvida. Tem um índice de refração inferior ao do quartzo e sinal ótico positivo. A determinação das suas composições através do método de Michel-Levy permitiu classificar a plagioclase como oligoclase (An₁₂ a An₁₁).

O feldspato potássico só foi identificado nos leucossomas graníticos, onde ocorre em cristais anédricos (1 mm), com relevo baixo ($n < \text{quartzo}$), figura de interferência biaxial negativa e a macla axadrezada típica da microclina.

A biotite e a moscovite são escassas e constituem pequenos cristais subidiomórficos (< 0,5 mm), dispersos na matriz destas rochas. Mostram, por vezes, um

alinhamento preferencial, definindo uma foliação de fluxo magmático. Ocasionalmente, os leucossomas mais espessos contêm “schlieren” ricos em biotite, geralmente orientados paralelamente à foliação de fluxo, interpretados como restos do hospedeiro metassedimentar disseminados nos “melts” anatéticos.

A granada está presente apenas nalguns dos leucossomas. Forma cristais anédricos a subédricos, com dimensões máximas de 2 mm e características semelhantes às encontradas nas granadas dos paragnaisses (Fig. IV.11). Os grãos de maiores dimensões possuem, por vezes, inclusões não orientadas de quartzo gótico e de biotite que poderão representar glóbulos de “melt” e/ou fases excedentárias das reações de fusão parcial, aprisionados nos porfiroblastos durante o seu crescimento (Cesare *et al.*, 2009, Cesare *et al.*, 2011). As relações observadas levam a considerar a granada encontrada nestes leucossomas como uma fase peritética gerada por anatexia dos paragnaisses, que terá ficado incorporada nos líquidos anatéticos.

O zircão e a apatite ocorrem em quantidades muito reduzidas, sob a forma de cristais idiomórficos de pequenas dimensões, incluídos nas fases minerais principais.

IV.1.3 Ortognaisses hospedeiros

Os ortognaisses são compostos por quartzo, microclina, plagioclase e proporções variáveis de moscovite e biotite. Contêm zircão, apatite e opacos como fases acessórias. Apresentam um bandado gnáissico bem marcado, conferido pela alternância de finos leitos micáceos (<1mm) com faixas quartzo-feldspáticas mais espessas (3-4 mm) (Fig. IV.12).

Devido à presença de megacristais de feldspato potássico e de plagioclase com aspeto ocelado, estas rochas possuem texturas porfirogranolepidoblásticas, que as distinguem de todos os restantes litótipos representados na região estudada. Em zonas onde a deformação associada à tectónica transcorrente D₃ foi mais intensa, os ortognaisses podem exibir um “fabric” milonítico, caracterizado por uma acentuada redução de tamanho de grão e o desenvolvimento de uma foliação muito penetrativa (S₃).

O quartzo está presente em proporções variando entre 20 e 30%. Tem hábito anédrico e dimensões extremamente variáveis (0,1 - 2 mm). Os cristais de maiores dimensões (1-2 mm) exibem extinção ondulante, bandas de deformação e subgranulação e parecem corresponder a relíquias (porfiroclastos) do protólito ígneo. Em contraste, os grãos mais pequenos (< 0,25 mm) constituem agregados microgranulares e não estão deformados, sugerindo que se tenham formado por recristalização dinâmica de antigos cristais. Nalguns casos, é possível observar quartzo pelicular nos limites entre os cristais deformados (Fig. IV.13), o que tem sido atribuído à presença de pequenas proporções de

“melt” na rocha (Sawyer, 2008), constituindo, assim, uma evidência de que os ortognaisses também foram afetados por fusão parcial.

A microclina é uma fase modalmente importante nestes litótipos (20 e 30%). Ocorre quer sob a forma de megacristais subédricos a anédricos, com dimensões máximas de 4 mm, quer em cristais anédricos e intersticiais de menor tamanho (< 1 mm). Os megacristais estão, em geral, contornados pela foliação e mostram, com frequência, bordos corroídos e evidências de recristalização ao longo das suas margens (Figs. IV.12 e IV.14), sendo, por isso, interpretados como porfiroclastos pré-cinemáticos, herdados dos seus percursos magmáticos.

Para além dos efeitos da deformação, também se identificaram várias microestruturas indicativas de fusão parcial nos bordos destes porfiroclastos: (a) ocorrência de níveis lenticulares de feldspato potássico (“films”), resultantes da cristalização de finas películas de fundido; (b) domínios globulares de novos grãos preenchendo poros entre cristais antigos (“melt pools”) e (c) intercrescimentos mirmequíticos de plagioclase e quartzo, formados a partir de “melts” localizados nas fronteiras dos grãos antigos (Sawyer, 1999, 2001, 2008) (Figs. IV.13, IV.15 e IV.16).

A plagioclase tende a dominar sobre a microclina nos ortognaisses biotítico-moscovíticos, decrescendo em abundância para os termos moscovítico-biotíticos. Apresenta formas anédricas a subédricas, geminação polissintética da albite e zonamento ótico. Por aplicação do método de Michel-Levy, obtiveram-se ângulos de extinção máximos de $(010)^{\wedge}n^{\circ}p$ compreendidos entre 11° e 3° nas plagioclases dos ortognaisses moscovítico-biotíticos e entre 18° e 4° nas dos termos biotítico-moscovíticos, correspondendo a composições variando de oligoclase (An₁₈ a An₁₁) nos primeiros a andesina-oligoclase (An₃₆ a An₁₈) nos segundos.

Tal como a microclina, a plagioclase também mostra uma distribuição bimodal de tamanhos de grão, formando porfiroclastos de maiores dimensões (≈ 2 mm), com claros indícios de deformação (bordos de recristalização, maclas encurvadas, extinção ondulante) e cristais mais pequenos dispersos aleatoriamente na matriz, em que as evidências de deformação são mais difíceis de detetar (Fig. IV.17). Alguns dos cristais da matriz, nomeadamente os que constituem os “melt pools” e os intercrescimentos mirmequíticos, correspondem a novos grãos cristalizados a partir de glóbulos de fundido retido em espaços intersticiais (Figs. IV.13 e IV.16).

As quantidades de biotite e moscovite não ultrapassam os 25% do volume total destas rochas. Ambos os filossilicatos ocorrem em palhetas subidiomórficas orientadas (< 1 mm), contribuindo para a definição da foliação gnáissica (Fig. IV.16).

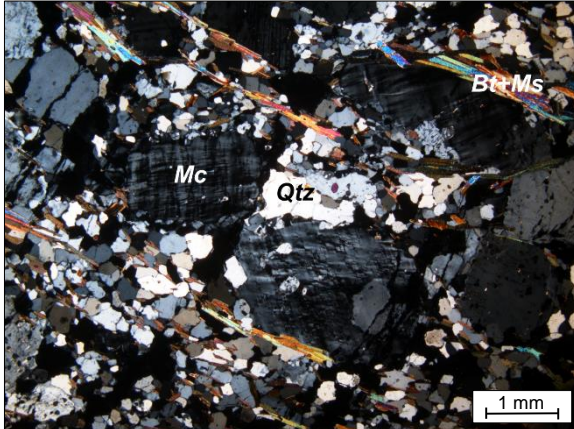


Figura IV.12: Bandado gnáissico em ortognaisse moscovítico-biotítico. Note-se a presença de porfiroclastos de microclina (Mc) com bordos de recristalização (Am. 30B).

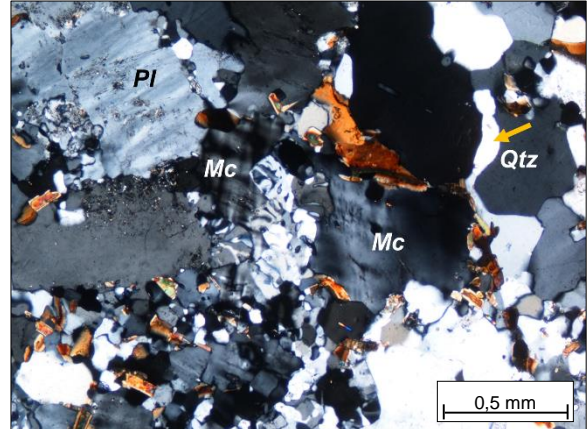


Figura IV.13: Microestruturas indicativas de fusão parcial em ortognaisse: película de quartzo (seta amarela) e intercrescimentos mirmequíticos (centro da imagem) (Am. 139).

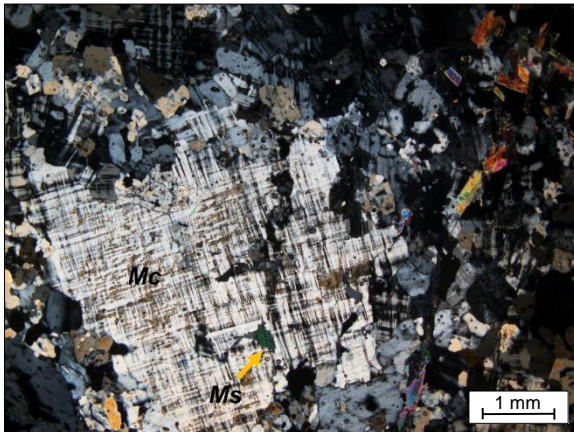


Figura IV.14: Porfiroclasto deformado de microclina com bordos corroídos em ortognaisse moscovítico-biotítico (Am.150C).

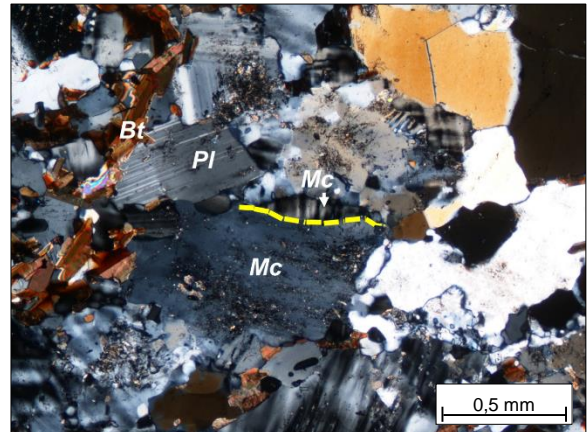


Figura IV.15: Película de fundido anatético ("film") no bordo de um porfiroclasto de microclina (Am.139).

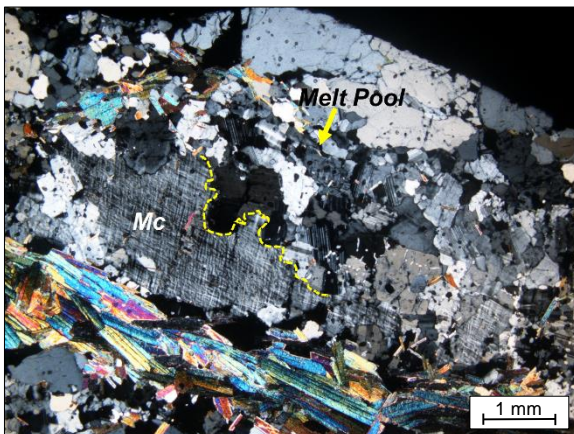


Figura IV.16: "Melt pool" em porfiroclasto de microclina de um ortognaisse moscovítico-biotítico (Am.150A).

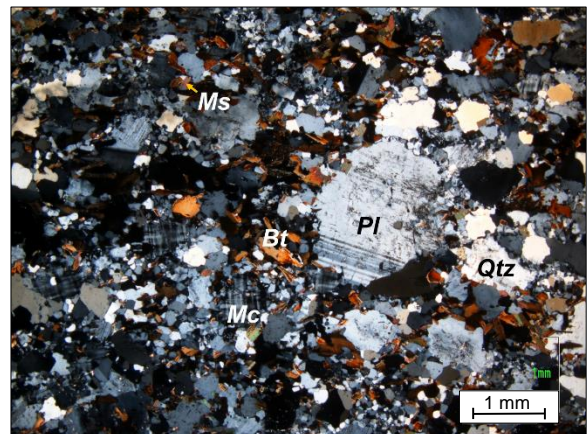


Figura IV.17: Porfiroclasto de plagioclase (Pl) envolvido por bordo de recristalização em ortognaisse biotítico-moscovítico (Am. 139).

Relativamente às fases acessórias (apatite, zircão e opacos), é de destacar abundância de minerais opacos, com dimensões máximas de 0,25 mm, nos ortognaisses onde a biotite é a mica dominante. De uma forma geral, a apatite, o zircão e os opacos constituem diminutos cristais euédricos a subédricos que, tanto podem fazer parte da matriz, como estar incluídos noutros minerais (biotite, moscovite e, mais raramente, quartzo e feldspatos).

IV.1.4. Leucossomas em ortognaisses

Os leucossomas hospedados nos ortognaisses têm características mineralógicas e texturais muito semelhantes às dos leucossomas graníticos associados aos paragnaisses estromáticos (ver secção IV.1.2). Embora não tenham sido encontrados leucossomas trondjemíticos na sequência ortoderivada, é possível que a sua aparente ausência seja devida a um problema de deficiente amostragem, pelo que não poderá ser tomada como certa.

A associação mineralógica principal dos leucossomas intercalados em ortognaisses é constituída por quartzo + plagioclase + microclina + biotite + moscovite + apatite + zircão. As micas estão presentes em quantidades inferiores a 5 % e as proporções de feldspato potássico e plagioclase são muito variáveis, havendo casos em que a plagioclase domina claramente sobre a microclina e outros em que ocorre o inverso (Figs. IV.18 e IV.19). Os ângulos de extinção máximos medidos em cristais de plagioclase (9° a 15°), permitiram classificá-la como oligoclase – albite (An_{13} a An_{07}). Em nenhuma das lâminas delgadas analisadas se observaram cristais de granada.

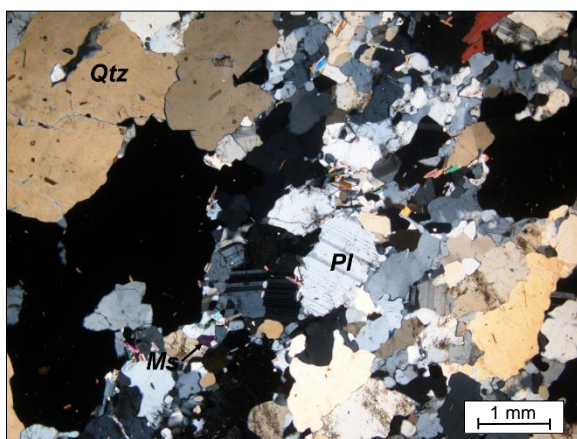


Figura IV.18: Leucossoma granítico em ortogneisse biotítico-moscovítico, mostrando um predomínio de plagioclase (Pl) em relação à microclina (Am. 146).

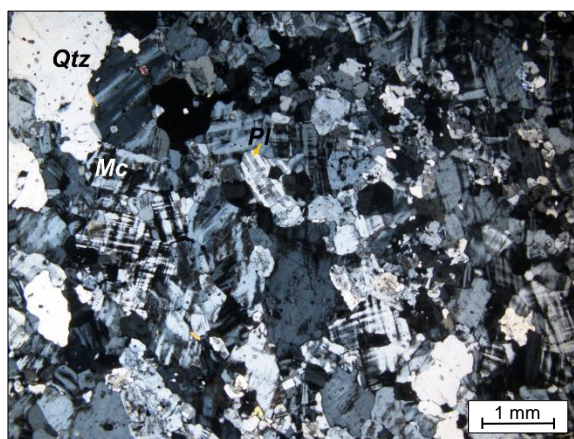


Figura IV.19: Leucossoma granítico em ortogneisse moscovítico-biotítico. Note-se a abundância de microclina (Mc) neste leucossoma (Am. 150C).

Do ponto de vista textural, estes leucossomas apresentam “fabrics” tipicamente ígneos, de grão fino, médio ou grosseiro, tendencialmente heterogranulares e sem evidências de deformação no estado sólido (Figs. IV.18 e IV.19). Os seus contatos com os ortognaisses hospedeiros são, muitas vezes, difusos, embora, em alguns casos, estejam marcados por bandas alongadas de quartzo policristalino de grão grosseiro, dispostas paralelamente à foliação gnáissica (Figs. IV.20 e IV.21).

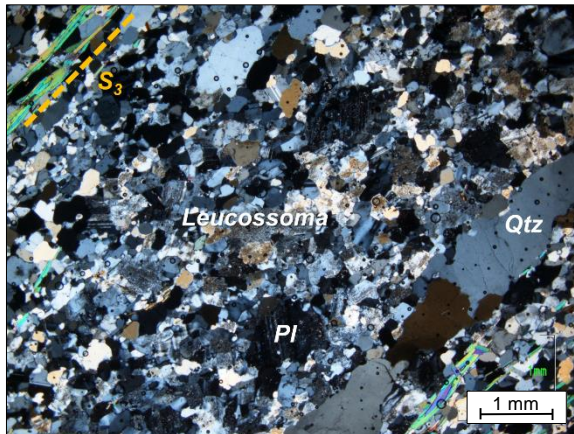


Figura IV.20: Banda alongada de quartzo policristalino marcando o contato entre leucossoma e ortognaisse moscovítico-biotítico. (Am. 143B).

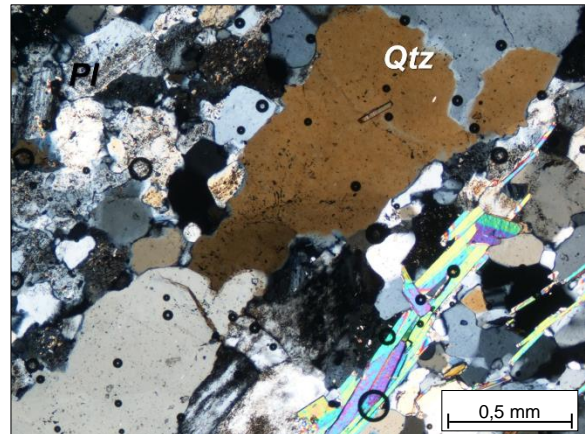


Figura IV.21: Aspeto da fotografia anterior com maior ampliação.

A maioria dos autores interpreta estas bandas como agregados de quartzo residual, não fundido, que se comportou como fase excedentária durante os processos de anatexia (Indares & Dunning, 2001, Lang & Gilotti, 2007). É de sublinhar, contudo, que os cristais de quartzo presentes nestes domínios não parecem estar deformados e têm um tamanho de grão muito superior ao da matriz dos ortognaisses, sugerindo que possam corresponder a porções de leucossoma que re-equilibraram texturalmente nas zonas de interface com os seus hospedeiros.

Para além dos aspetos já referidos, não existem diferenças petrográficas significativas entre os leucossomas intercalados em ortognaisses e paragneisses, o que leva a supor que possam ter derivado de “melts” com a mesma composição, provenientes de níveis crustais algo mais profundos, que foram injetados nas rochas do encaixante metamórfico durante as últimas fases de deformação Brasileira (D₂ e D₃).

IV.1.5. Diatexitos

Os diatexitos “schlieren”, “schollen” e maciços identificados no complexo gnáissico-migmatítico apresentam sempre composições graníticas e texturas hipidiomórficas inequigranulares de grão fino a médio, sem evidências de deformação no estado sólido

(Fig. IV.22). Se, por um lado, a ocorrência de pequenos corpos diatexíticos na área estudada revela que se atingiram condições de fusão parcial para produzir quantidades relativamente elevadas de fundido, por outro, o seu carácter intrusivo nos metatexitos estromáticos orto- e paraderivados indica que estes “melts” migraram na crosta e só se instalaram nos estádios mais tardios da evolução tectono-metamórfica da região (tardi-D₃).

Comparativamente aos leucossomas graníticos estromáticos, estas rochas apresentam sempre um predomínio de microclina sobre plagioclase e proporções superiores de micas ($\approx 15\%$), exibindo ocasionalmente uma foliação de fluxo magmático conferida pela orientação dos filossilicatos (Fig. IV.23).

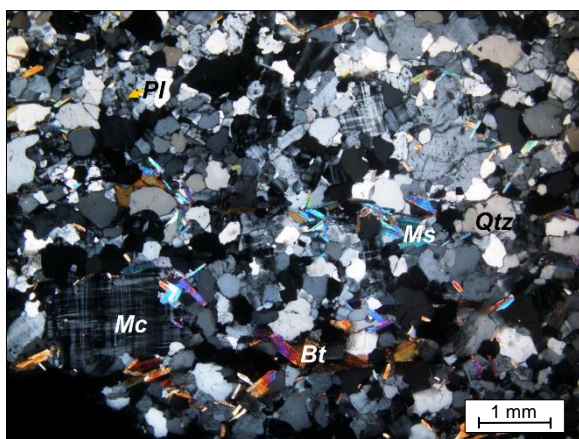


Figura IV.22: “Fabric” isotrópico em diatexito maciço de grão fino (Am. 149A).

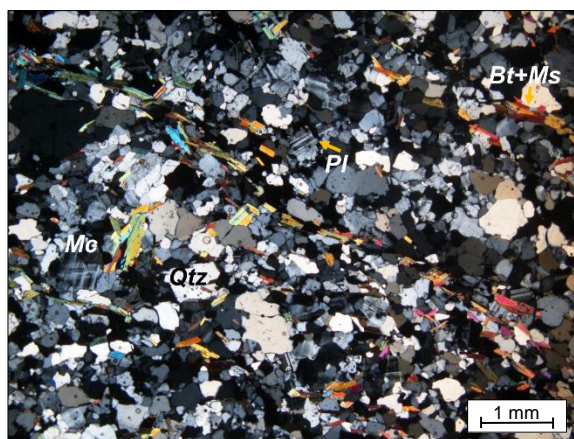


Figura IV.23: Foliação de fluxo magmático definida pelo alinhamento de moscovite e biotite (Ms + Bt) em diatexito de grão fino (Am. 103).

O quartzo ocorre em grãos anédricos a subédricos, com um amplo intervalo de dimensões (0,1-1 mm). Muitos dos cristais apresentam limites retilíneos e definem contactos com ângulos de 120°, indicativos de cristalização a partir de fundidos (Sawyer, 2008).

A microclina está presente em cristais predominantemente anédricos com tamanhos variáveis (0,1 a 1,5 mm), enquanto a plagioclase apresenta formas anédricas a subédricas, dimensões compreendidas entre 0,5 a 1 mm e está, em geral, geminada segundo a lei da albite. Em secções perpendiculares a (010), obteve-se um ângulo de extinção máximo de 11°, o que permitiu classificá-la como oligoclase (An₁₁).

A moscovite é mais abundante do que a biotite e ambas parecem constituir cristais de origem magmática (primários). Formam pequenas palhetas subidiomórficas (0,25 – 0,8 mm), que estão, por vezes, alinhadas, definindo uma foliação de fluxo magmático (Fig. IV.23). No caso dos diatexitos de tipo “schlieren”, os finos leitos lepidoblásticos disseminados na matriz das rochas poderão representar restos do hospedeiro / protólito,

incompletamente digeridos pelo magma diatexitico. Em termos petrográficos, não é fácil distinguir a biotite primária presente nos diatexitos e os cristais relíquia que compõem os “schlieren”, sugerindo que estes últimos tenham recristalizado por interação com os fundidos anatéticos.

As fases acessórias mais comuns nos diatexitos são a apatite, o zircão e os opacos, que tendem a ocorrer como diminutos cristais dispersos na matriz ou como inclusões nos outros minerais, particularmente em biotite.

IV.2. Granitóides Brasileiros

O granito de duas micas de Banabuiú ocupa uma extensa área no sector ocidental da região cartografada (Fig. IV.1). Perto da localidade de Novo Encanto, individualizou-se uma pequena mancha de rochas ígneas mais máficas (Fig. IV.1), cujos contactos com a intrusão principal parecem indiciar a intervenção de processos de mistura de magmas (ver Cap. III). Devido às diferenças de mineralogia e textura, as duas fácies serão descritas separadamente.

IV.2.1. Granito de duas micas de Banabuiú

O granito de duas micas de Banabuiú é constituído por quartzo, microclina, plagioclase, moscovite, biotite e quantidades reduzidas de apatite, zircão e opacos. Do ponto de vista da sua composição mineralógica e da sua textura, apresenta fortes semelhanças com os diatexitos (ver secção IV.1.5), diferenciando-se destes pela predominância de fácies de granularidade menos fina (Figs. IV.24 e IV.25).

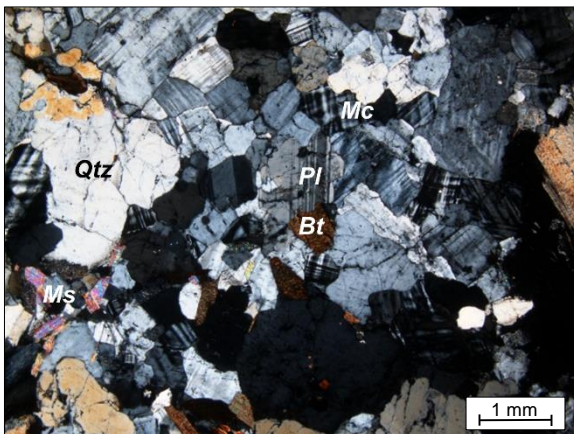


Figura IV.24: Fácies de grão médio do granito de duas micas de Banabuiú (Am. 50).

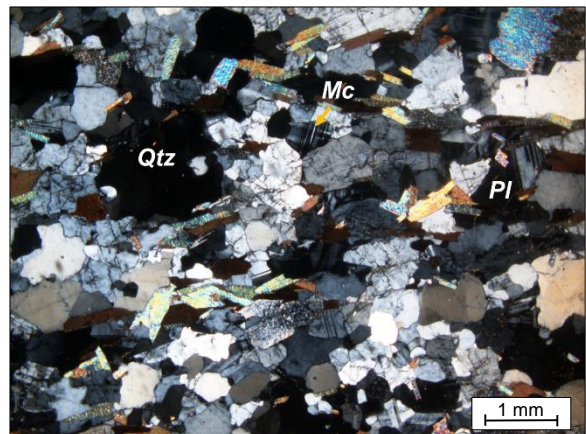


Figura IV.25: Fácies de grão fino-médio do granito de duas micas de Banabuiú (Am. 119).

Tal como os diatexitos, estas rochas possuem “fabrics” isotrópicos, geralmente heterogranulares, havendo, contudo, alguns casos em que mostram uma foliação de fluxo magmático definida pelo alinhamento das micas.

O quartzo constitui cristais anédricos intersticiais (0,1 - 2 mm), podendo também estar presente como inclusões na plagioclase e na microclina. A microclina é predominantemente anédrica e forma cristais com dimensões compreendidas entre 0,1 mm e 3 mm, mostrando a macla axadrezada típica. Embora menos abundante do que a microclina, a plagioclase é uma fase modalmente importante neste granito. Ocorre em cristais subédricos a anédricos (0,25 - 1 mm), com composições semelhantes às dos diatexitos (oligoclase).

A moscovite e a biotite primárias aparecem sob a forma de cristais subidiomórficos (0,25 - 1 mm), em quantidades que não excedem os 15% do volume total destas rochas. Os minerais acessórios (apatite, zircão e opacos) estão frequentemente incluídos nas fases minerais principais, sobretudo na biotite.

IV.2.2. Fácies Novo Encanto

As rochas da Fácies Novo Encanto contêm proporções de plagioclase sensivelmente idênticas ou superiores às de feldspato alcalino e conteúdos relativamente altos em biotite, encontrando-se na transição entre os granodioritos e os granitos biotíticos (Fig. IV.26). A moscovite é uma fase praticamente ausente nestas litologias. Apresentam uma textura hipidiomórfica equigranular de grão bastante fino, em que não são visíveis sinais de deformação no estado sólido (Fig. IV.26).

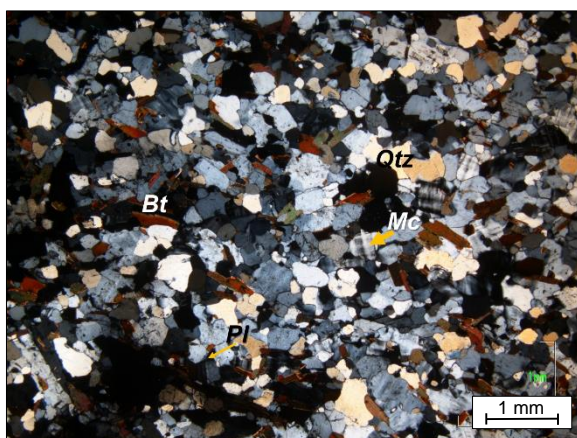


Figura IV.26: Aspeto geral do granito-granodiorito de Novo Encanto (Am. 65).

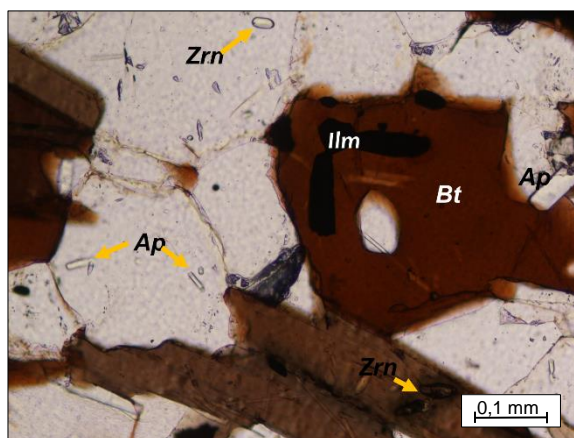


Figura IV.27: Inclusões de ilmenite (Ilm) e zircão (Zrn) em biotite (Bt) e de apatite (Ap) e zircão em quartzo (Am. 65).

O quartzo ocorre em cristais essencialmente anédricos, enquanto a plagioclase e a microclina possuem hábitos variando de subédricos a anédricos. A determinação da

composição da plagioclase usando o método de Michel-Levy, indica que o seu teor em molécula anortítica (An_{28}) é maior do que o encontrado nas plagioclases do granito de duas micas.

Nas rochas da Fácies Novo Encanto, os opacos, a apatite e o zircão destacam-se pela sua abundância e maior tamanho de grão (Fig. IV.27). Os minerais opacos ocorrem sob a forma de cristais prismáticos, com secções basais hexagonais, devendo corresponder maioritariamente a ilmenite. A apatite e o zircão também constituem cristais predominantemente idiomórficos que, no caso da apatite, chegam a atingir dimensões de 0,25 mm.

IV.3. Evolução tectono-metamórfica

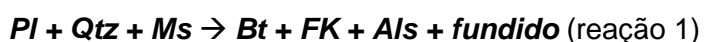
Com base nas observações de campo e no estudo petrográfico realizado, é possível tecer algumas considerações sobre os processos de anatexia envolvidos na gênese do Complexo Gnáissico-Migmatítico de Banabuiú e estabelecer as suas relações com a deformação Brasileira.

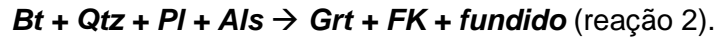
Em primeiro lugar, o fato dos paragneisses possuírem cristais de moscovite sin-cinemáticos com a D_3 com inclusões de silimanite (fibrolite) microdobradas, além de indiciar a existência de “fabrics” mais antigos (S_1 ou S_2), demonstra que estas rochas intersetaram a isógrada da silimanite antes da terceira fase de deformação Brasileira.

Por outro lado, a presença de alguns leucossomas dispostos paralelamente à S_2 e dobrados pela D_3 , tanto nos paragneisses, como nos ortogneisses, sugere que as condições de fusão parcial deverão ter sido atingidas ainda durante a D_2 . É de notar, porém, que a estreita associação espacial entre a maioria dos leucossomas e as estruturas D_3 revela que o episódio anatético continuou durante a tectónica transcorrente (D_3) e que a produção de “melts” está essencialmente ligada a esta fase de deformação.

Apesar da maior parte dos leucossomas estromáticos alojados nas rochas para- e orto-derivadas não estarem “in-situ”, o que aponta para uma derivação a partir de líquidos anatéticos gerados em níveis crustais algo mais profundos e injetados nestas litologias durante a D_3 , as evidências petrográficas mostram que os seus hospedeiros também foram afetados por fusão parcial.

Com efeito, a ocorrência de granada peritética nos paragneisses de Banabuiú permite concluir que as condições de pressão e temperatura a que estes metassedimentos estiveram sujeitos durante a Orogenia Brasileira, os levaram a cruzar as reações de desidratação da moscovite e da biotite (e.g. Le Breton & Thompson, 1988, Moyen, 2004; Fig. IV.28):





A persistência de quantidades significativas de biotite nas suas paragéneses minerais indica que a biotite não terá sido totalmente consumida durante a reação 2 (fase excedentária), enquanto a escassez de silimanite aponta no sentido do esgotamento desta fase mineral. Não pode excluir-se, contudo, a possibilidade de ter havido silimanite em excesso que foi retrogradada para moscovite tardia, uma vez que esta última está amplamente representada nas rochas da sequência paraderivada.

De salientar ainda que não foi encontrada ortopiroxena em nenhuma das amostras observadas, demonstrando que as temperaturas do pico metamórfico não foram suficientemente elevadas para a produzir através da reação (Fig. IV.28).

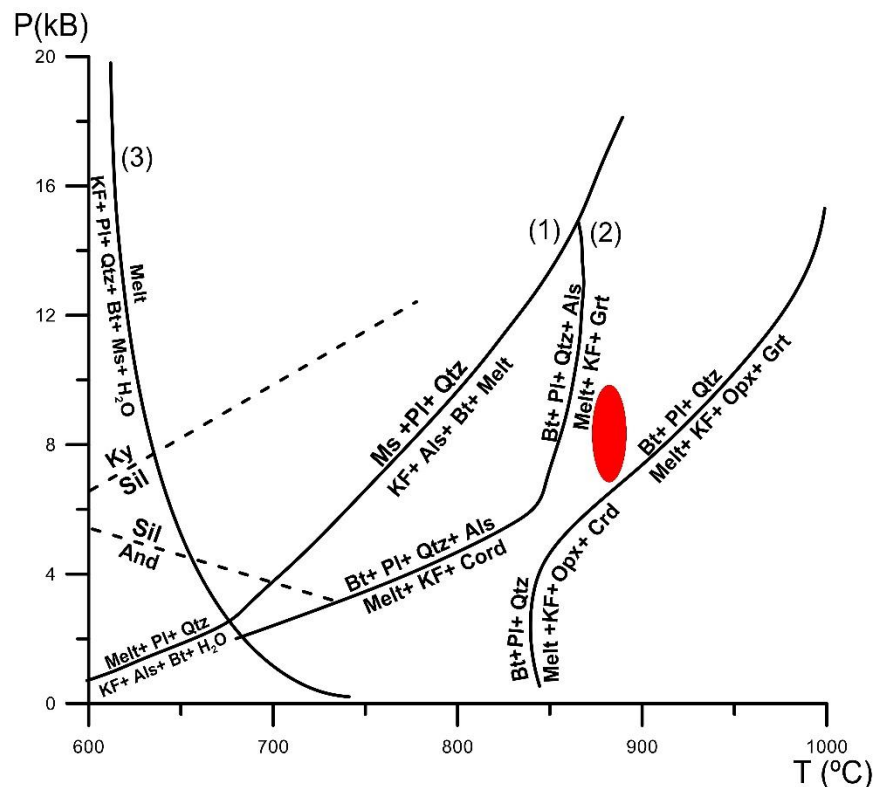
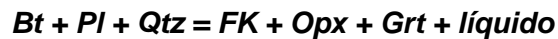
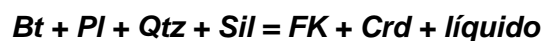


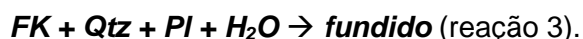
Figura VI.28: Projeção do intervalo de valores de pressão e temperatura a que terá ocorrido a fusão parcial dos paragneisses de Banabuiú (pico metamórfico) no diagrama petrogenético de Moyen (2004).

Após o pico metamórfico, as rochas terão seguido uma trajetória de decompressão e arrefecimento, sempre no campo de estabilidade da granada, já que não existem quaisquer indícios de terem cruzado a reação que dá origem a cordierite (Fig. IV.28):



Dado que os leucossomas / veios leucocráticos intercalados nos paragneisses não sofreram deformação no estado sólido, admite-se que o percurso retrógrado se iniciou nos estádios finais da D₃ e foi acompanhado pela cristalização dos líquidos anatéticos, em condições de pressão e temperatura que lhes permitiram interseccionar as curvas 1, 2 e 3 no sentido da diminuição de temperatura (Fig. IV.28).

Embora os ortogneisses apresentem microestruturas indicativas de também terem sido envolvidos nos processos fusão parcial (secção IV.1.3), os seus baixos conteúdos modais em filossilicatos (< 25%), bem como a ausência de granada peritética sugerem que a sua anatexia não foi controlada pelas reações de decomposição da moscovite e da biotite. Com efeito e, em consonância com as determinações experimentais, a fusão parcial de protólitos ígneos de composição ácida ocorre geralmente em condições de saturação em água através da seguinte reação (e.g. Moyen, 2004, Sawyer, 2010) (Fig. IV.28):



Para explicar o influxo de água no sistema podem ser invocados dois cenários alternativos. No primeiro, a fase fluida aquosa teria sido produzida pelas reações metamórficas que afetaram os paragneisses adjacentes, enquanto, no segundo, estaria relacionada com a exsolução de água durante a cristalização dos leucossomas neles alojados. Tendo em conta que a maioria dos leucossomas associados aos ortogneisses possuem fortes semelhanças mineralógicas e texturais com os que ocorrem na sequência paraderivada e que, em ambos os casos, terão sido intruídos nas rochas encaixantes, parece mais plausível assumir que a injeção de grandes quantidades de “melt” nos ortogneisses e a sua subsequente consolidação possam ter fornecido a água necessária para induzir a fusão parcial dos seus hospedeiros ígneos.

Nos estádios terminais da D₃, a par com a cristalização dos veios leucocráticos concordantes e discordantes, teve lugar a intrusão dos magmas diatexíticos e do próprio granito de Banabuiú que marcam a última etapa da atividade ígnea que afetou o sector estudado durante a Orogenia Brasileira. A presença de pequenos corpos intrusivos de composição granodiorítica (Fácies Novo Encanto) mostrando relações de mistura com o granito de Banabuiú levanta a hipótese do magma granítico ter interagido com líquidos mais básicos provenientes de fontes ígneas infracrustais e/ou do manto por processos de “mixing / mingling”.

Em suma, a informação disponível sugere que o metamorfismo regional Brasileiro se desenvolveu inicialmente em regime prógrado de pressão intermédia (tipo Barrow), atingindo as condições de fusão parcial na D₂ e o pico metamórfico na D₃. A presença de biotite excedentária e a ausência de ortopiroxena nas rochas paraderivadas leva a supor

que as temperaturas do clímax metamórfico se situaram nas proximidades do ponto em que estas rochas cruzaram a curva de desidratação da biotite (850° - 900°C; Fig. IV.28). Embora seja mais difícil constranger, admite-se que os valores de pressão prevalecentes no pico metamórfico estavam acima dos 6 kbar, já que não existem indícios da granada ter sido destabilizada, nem da formação de cordierite (Fig. IV.28).

É provável que ao mesmo tempo que os paragnaisses e ortognaisses eram injetados por líquidos anatéticos provenientes de níveis estruturais um pouco mais profundos, os “melts” resultantes da sua fusão parcial tenham migrado para fora da área fonte, explicando, assim, a escassez de leucossomas “in-situ” no Complexo Gnáissico-Migmatítico de Banabuiú.

Durante a trajetória de descompressão e arrefecimento tardi-pós-D₃, que marcou a evolução destes terrenos depois do pico metamórfico, dá-se a solidificação dos veios leucocráticos e a intensa retrogradação dos seus hospedeiros devido à interação com os fluidos libertados durante a cristalização magmática. A presença de abundantes quantidades de moscovite secundária nas litologias orto- e paraderivadas indica que o arrefecimento final deverá ter tido lugar a pressões superiores a 3,8 kbar (Spear *et al.*, 1999). A evolução proposta está de acordo com os dados obtidos num trabalho recentemente apresentado sobre a região (Lima, 2014).

CAPÍTULO V: MÉTODOS ANALÍTICOS

Neste capítulo descrevem-se as técnicas e procedimentos analíticos utilizados na obtenção de dados geoquímicos e isotópicos em amostras de rocha total representativas dos principais grupos litológicos aflorantes na região em investigação. O trabalho laboratorial compreendeu as seguintes etapas fundamentais:

- Preparação física de amostras para análise geoquímica e isotópica.
- Determinação de composições químicas por Fluorescência de Raios X (FRX).
- Obtenção de dados isotópicos Sr-Nd por Espectrometria de Massa de Ionização Térmica (TIMS).

A sequência de procedimentos envolvidos em cada uma destas fases está esquematicamente representada no fluxograma da Figura V.1.

V.1. Preparação física de amostras

A preparação física de amostras foi efetuada nos laboratórios do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro. Iniciou-se com a fragmentação grosseira das amostras de rocha em pedaços de 5x5 cm usando uma prensa hidráulica. Nos casos em que se pretendiam separar as várias componentes dos migmatitos, as amostras foram cortadas à serra. Os fragmentos obtidos foram lavados com uma escova, colocados num tabuleiro devidamente etiquetado e secos numa estufa a uma temperatura aproximada de 50°C. Após a secagem, introduziram-se as amostras em sacos etiquetados com a referência da amostra.

A fase seguinte consistiu em limpar meticulosamente o moinho de maxilas e a área envolvente para evitar a contaminação das amostras. Desmontou-se o equipamento, aspiraram-se todas as suas partes, passaram-se com papel embebido em álcool e, no final, procedeu-se à secagem com ar comprimido.

Em seguida, cada uma das amostras foi passada, pelo menos duas vezes, no moinho de maxilas, usando uma abertura entre maxilas progressivamente mais apertada e tendo o cuidado de limpar o moinho antes de introduzir uma amostra nova. A passagem no moinho de maxilas tem como objetivo moer as amostras até a um tamanho de grão o mais pequeno possível.

Após esta operação, as frações recolhidas foram colocadas sobre uma folha de papel e procedeu-se à sua homogeneização e quarteamento. De cada fração extraiu-se

uma subamostra representativa com cerca de 100 gramas para um frasco identificado e armazenou-se o material restante num saco de plástico também identificado.

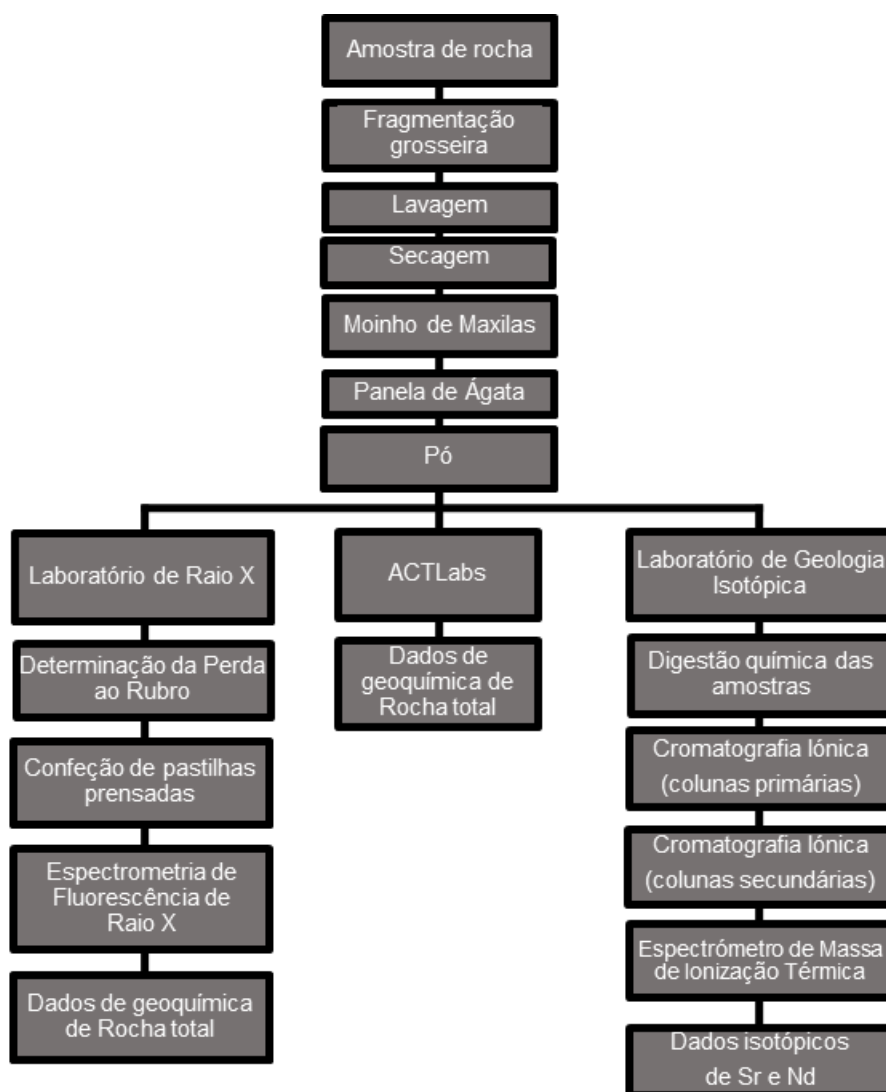


Figura V.1: Síntese dos procedimentos analíticos realizados durante o presente trabalho.

Por fim, pulverizaram-se as subamostras obtidas na etapa anterior, a uma granulometria inferior a 200 *mesh*, usando um moinho de anéis de ágata e um agitador *N.V.TEMA*. Antes de introduzir a amostra no interior do moinho, este foi escrupulosamente lavado, passado com papel embebido em álcool e seco com ar comprimido. Só então se colocou a amostra nos espaços entre os anéis de ágata. Tapou-se o moinho com a tampa e agitou-se durante cerca de 25 minutos no *TEMA*. O pó foi recolhido para dois frascos com a ajuda de um pincel, para posterior análise geoquímica de elementos maiores e traço e determinação das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

V.2. Análise química de rocha-total

A maioria dos pós destinados a análise química foram enviados para os *Activation Laboratories – Actlabs* (Ontário, Canadá), onde se determinaram as suas composições em elementos maiores por ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) e em elementos traço por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). No entanto, quatro dessas amostras foram analisadas por Espectrometria de Fluorescência de Raios X (FRX) no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, pelo que se abordarão em seguida os fundamentos deste método e os procedimentos usados preparação de amostras.

V.2.1. Espectrometria de Fluorescência de Raio X

A Espectrometria de Fluorescência de Raio X (FRX) é uma técnica analítica rápida, eficaz e não destrutiva que permite determinar a concentração dos elementos químicos com número atômico superior a 9 ($Z > 9$) (Gomes, 1988). Na obtenção das análises por FRX foram usadas pastilhas prensadas preparadas a partir do pó das amostras e um espectrómetro de fluorescência de Raio X da marca *Panalytical*, modelo *Axios*, equipado com uma ampola de radiação primária de Rh. Em paralelo, realizou-se um ensaio para determinar a perda ao rubro (PR), i.e., o teor em voláteis (e.g. H_2O , CO_2) libertados por aquecimento a alta temperatura.

V.2.1.1 Fundamentos teóricos

A técnica de FRX baseia-se na capacidade de excitação dos átomos dos elementos químicos quando interagem com um feixe policromático de raios X primários. Os átomos são constituídos por um núcleo central de alta densidade composto por prótons e neutrões, em volta do qual se movem os eletrões (Faure, 1986). Define-se número atômico (Z) como o número de prótons que o átomo contém e número de massa (A) como o número total de neutrões e prótons presentes no núcleo. Todos os átomos de um dado elemento químico possuem o mesmo número de prótons (Z), que é específico desse elemento. Em átomos eletricamente neutros, o número atômico Z é igual ao número de eletrões (Faure, 1986).

Os eletrões gravitam em volta do núcleo em camadas (orbitais) energeticamente distintas, designadas por letras (e.g. K, L, M, N). A camada K corresponde ao nível mais interno e de menor energia, a camada L corresponde ao segundo nível de energia e assim sucessivamente (Fig. V.2). Cada elemento químico apresenta um conjunto de níveis de energia caraterísticos que dependem do seu número de prótons e de eletrões.

A irradiação com um feixe primário de raios X induz a expulsão de elétrons das camadas internas do átomo, criando lacunas que são imediatamente ocupadas por elétrons de camadas mais externas. Estas transições eletrônicas libertam uma quantidade de energia correspondente à diferença de energia entre os níveis energéticos envolvidos (Fig. V.2). A energia libertada pode ser emitida sob a forma de radiação X secundária (fluorescência) ou ser transferida para outra orbital atômica (efeito de Auger).

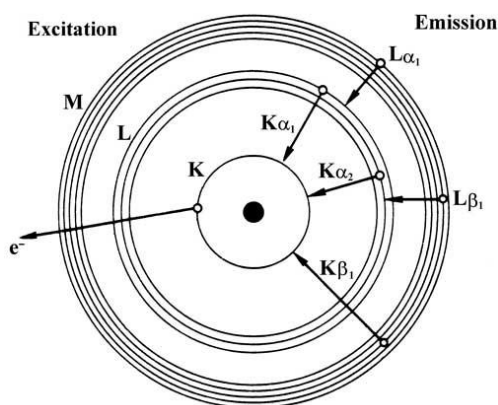


Figura V.2: Emissão ou excitação de energia provocadas por transições eletrônicas no átomo.

Uma vez que cada elemento químico apresenta um conjunto único de níveis de energia, a radiação X secundária resultante da transferência de elétrons das camadas externas para as internas permite identificar os elementos químicos presentes na amostra. Como, por outro lado, as intensidades dos picos dos diferentes elementos químicos são directamente proporcionais às suas concentrações na amostra, torna-se também possível quantificar as suas abundâncias.

No caso presente, as análises de FRX foram efetuadas num espectrómetro da marca *Panalytical*, modelo *Axios*, constituído pelos seguintes componentes (Fig. V.3):

- ampola de raios X de Rh, onde é produzido o feixe incidente primário que irá irradiar a amostra. Ao incidir na amostra, o feixe de raios X primário promove a transição electrónica e a formação de um feixe secundário de raios X;
- colimadores, que direcionam o feixe secundário de raios X emitido pela amostra para os cristais analisadores;
- cristal analisador, cuja função é refletir a radiação com um ângulo θ idêntico ao ângulo de incidência;
- detetor, que capta a radiação emitida pela amostra, discrimina os comprimentos de onda característicos de cada elemento químico e mede a intensidade dos picos;

- unidade de aquisição de dados que inclui um computador com software apropriado.

No espectro produzido por uma dada amostra, a intensidade do raio difratado característico de cada elemento químico (pico) é diretamente proporcional à sua concentração na amostra, podendo variar numa gama de valores entre 1 ppm e 100%.

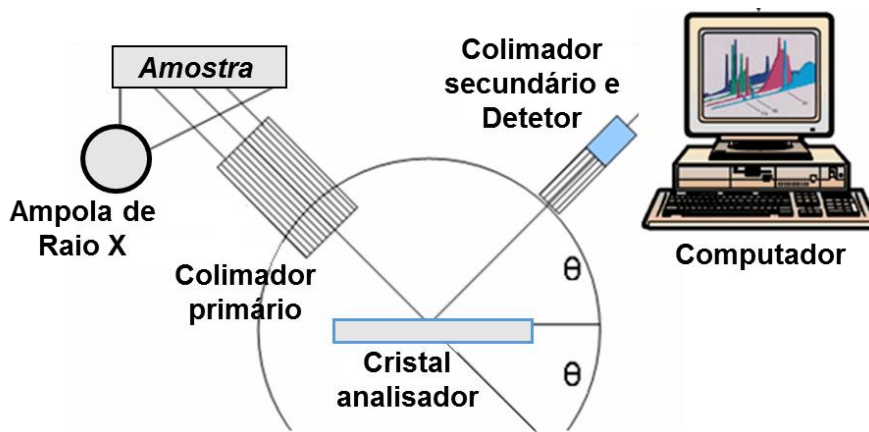


Figura V.3: Diagrama esquemático mostrando os diferentes componentes do espectrómetro de fluorescência de raio X.

A composição em elementos maiores é usualmente expressa em proporções ponderais dos respetivos óxidos, enquanto as concentrações em elementos traço são apresentadas em partes por milhão (ppm).

V.2.1.2. Determinação da Perda ao Rubro (PR)

A determinação da perda ao rubro consiste em quantificar o teor em voláteis presentes na estrutura cristalina dos minerais existentes na amostra. É expressa em percentagem e obtém-se a partir da diferença de peso entre a amostra seca a 110°C e a amostra calcinada. Para calcular a perda ao rubro, seguiu-se o seguinte protocolo:

- Pesar um cadinho de porcelana numa balança analítica;
- Pesar 1,5 g de pó da amostra, previamente seca a 110°C para o cadinho de porcelana;
- Colocar o cadinho com o pó numa mufla à temperatura de 1000°C, durante 3 horas;
- Desligar a mufla e aguardar que esta arrefeça até aos 100°C;
- Retirar o cadinho da mufla e colocar num exsiccador até atingir a temperatura ambiente;
- Pesar novamente o conjunto (cadinho+pó);
- Calcular a perda ao rubro através da seguinte expressão:

$$PR = \frac{(p_2 - p_1) - (p_3 - p_1)}{p_2 - p_1} \times 100$$

Em que p_1 é o peso do cadinho, p_2 é o peso da amostra seca + cadinho e p_3 o peso da amostra calcinada + cadinho.

V.2.1.3. Confeção de pastilhas prensadas

Na confeção de pastilhas prensadas para análises de FRX, usou-se o seguinte procedimento:

- Pesaram-se 10 g de pó da amostra, previamente seca a 110°C, para um recipiente de plástico;
- Adicionaram-se algumas gotas de álcool polivinílico a 2% (aglutinante) e homogeneizou-se a mistura com uma vareta de vidro
- Introduziu-se a mistura num molde;
- Colocou-se o molde numa prensa e aplicou-se uma força de 15 t durante 60 segundos;
- Diminuiu-se gradualmente a pressão, removeu-se a pastilha do molde e deixou-se secar;
- Depois de seca, identificou-se a pastilha com a referência da amostra, tendo o cuidado de não colocar a etiqueta na face que irá ser analisada.

Antes de preparar uma nova pastilha, a prensa deve ser cuidadosamente limpa para evitar contaminações em ferro.

V.2.1.4. Determinação da composição em elementos maiores e traço

As análises de FRX obtidas no âmbito deste trabalho incluíram a determinação da composição em elementos maiores e do seguinte conjunto de elementos traço: Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, I, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Yb, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th e U. Para o efeito, colocaram-se as pastilhas no porta-amostras do aparelho de FRX, fechou-se a campânula e iniciou-se o processo de irradiação e análise das amostras.

No caso dos elementos maiores, as concentrações foram calculadas através do programa IQ+ desenvolvido pela Axios para espectrómetros de fluorescência de raios X de análise simultânea.

V.3. Determinação das razões isotópicas Sr - Nd

A obtenção de análises isotópicas nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de rocha-total envolveu três etapas fundamentais: (a) decomposição química das amostras;

(b) cromatografia iónica e (c) medição das razões isotópicas no espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS).

O tratamento químico das amostras foi efetuado na sala limpa do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA), equipada com filtros HEPA e as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram medidas no Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) VG SECTOR 54 do mesmo laboratório. Todo o material utilizado na sala limpa foi previamente descontaminado com ácido nítrico a 50% e água ultrapura, *Milli Q* (resistividade = 18,2 Ωs).

V.3.1. Digestão química das amostras

A etapa de digestão química das amostras iniciou-se com a introdução de uma pequena porção de pó de rocha total em recipientes de teflon (polímero inerte) e a sua pesagem numa balança de alta precisão. A quantidade de pó a pesar depende da composição da amostra, mas nunca excede 100 mg.

Após a pesagem, adicionam-se 1 ml de HNO_3 e 2 ml de HF ultrapuros aos recipientes de teflon. Os copos de teflon são então fechados e introduzidos em bombas de digestão *Parr* de alta pressão, que são colocadas numa estufa a 180°C durante 3 dias. Passados os 3 dias, abrem-se as bombas, retiram-se os recipientes de teflon e deixam-se as amostras a evaporar numa placa de aquecimento. Por fim, adicionam-se cerca de 6 ml de HCl 6N, voltam a fechar-se os copos de teflon em bombas de digestão ácida, que são colocadas na estufa a 180°C durante 1 dia. O processo termina, com a abertura das bombas e uma nova evaporação das amostras na placa de aquecimento.

V.3.2. Cromatografia Iónica

A separação dos elementos por cromatografia iónica é realizada, numa primeira fase, em colunas de quartzo preenchidas com resina catiónica *Biorad* de granulometria 200-400 μm (colunas primárias). A passagem da amostra pelas colunas primárias permite separar o Sr, o Rb e as Terras Raras (TR) dos restantes elementos, usando HCl 2,5N como eluente (Ribeiro, 2004). Para o efeito, adicionam-se sucessivamente volumes pré-estabelecidos de HCl 2,5N até à individualização do elemento ou grupo de elementos pretendidos, de acordo com o procedimento estabelecido no LGI-UA.

A resina tem uma carga positiva e apresenta uma seletividade relativa para cada elemento químico, dependendo da sua carga e raio iónico. Com base no conhecimento da seletividade relativa de cada elemento químico, é possível determinar os seus tempos de saída durante a passagem pelas colunas e isolar, assim, os elementos de interesse.

A solução contendo Sr que se recolheu nas colunas primárias foi evaporada até à secura total em placa de aquecimento a cerca de 150°C, após o que ficou pronta para ser analisada por espectrometria de massa. Em contraste, as amostras em que se pretendiam determinar as razões isotópicas de Nd tiveram que ser sujeitas a uma nova separação que permitisse individualizar este elemento das restantes terras raras.

Para isso, passaram-se as soluções ricas em TR obtidas na fase anterior em colunas de quartzo de menor dimensão, preenchidas com resina LN-Einchon de granulometria mais fina (colunas secundárias). O procedimento é semelhante ao utilizado nas colunas primárias, embora se usem ácidos com concentrações mais baixas. A amostra de Nd recolhida nesta separação foi evaporada numa placa de aquecimento a 150°C para futura análise no espectrómetro de massa.

V.3.3. Diluição isotópica

No caso das amostras com razões Rb/Sr muito altas, usou-se um esquema de preparação diferente, de modo a que fosse possível determinar as suas concentrações elementares em Rb e Sr por TIMS. Este método, conhecido por diluição isotópica, consiste em adicionar à amostra uma quantidade definida de um traçador isotópico (*spyke*), cuja concentração e composição isotópica são conhecidas. O *spike* utilizado no presente trabalho corresponde a uma solução artificial enriquecida nos isótopos ^{84}Sr e ^{87}Rb . A sua adição às amostras foi feita na fase de pesagem. O tratamento subsequente das amostras com *spike* segue os mesmos passos que se descreveram anteriormente (ver secções V.3.1 e V.3.2), excetuando na etapa de cromatografia primária, em que também é necessário recolher o Rb.

V.3.4. Análise por Espetrometria de Massa

O Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) instalado no LGI-UA está equipado com 7 coletores (6 móveis e 1 fixo) e um detetor Daly (Fig. V.4). É constituído pelos seguintes componentes:

- Fonte;
- Analisador;
- Sistema de coleção, deteção e amplificação do sinal elétrico induzido pelo feixe iónico.

Na fonte, a amostra é ionizada em condições de alta temperatura e o feixe de iões positivos assim produzido é acelerado e direcionado por ação de um campo elétrico constante, passando para o analisador através de um colimador constituído por um sistema de fendas.

Quando atinge o analisador, o feixe iônico é sujeito à ação de um campo eletromagnético de intensidade regulável, que permite separar os isótopos de massas diferentes, i.e., sob o efeito de um campo magnético com direção perpendicular à do feixe, os iões mais pesados passam a descrever trajetórias com maior raio de curvatura, enquanto os mais leves sofrem uma deflexão de trajetória mais acentuada (menor raio de curvatura).



Figura V.4: Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) do LGI-UA.

Os coletores móveis do espectrómetro são previamente posicionados de acordo com a trajetória dos isótopos que se estão a analisar. Através da comparação das intensidades dos sinais obtidos para cada um dos isótopos em estudo, podem medir-se as suas abundâncias relativas.

O espectrómetro funciona em condições de alto vácuo (10^{-6} a 10^{-9} mbar), de modo a evitar colisões entre os iões e as moléculas de oxigénio, o que levaria à redução da velocidade e dispersão do feixe iónico.

V.3.4.1. Análise das razões isotópicas de Sr

Após ter efetuado a separação do Sr no laboratório químico, é necessário proceder à sua deposição em filamentos metálicos. Para isso, cada amostra de Sr é dissolvida em 2 μ g de ácido fosfórico (H_3PO_4 1N) e depositada num filamento central de Ta. Aumenta-se gradualmente a temperatura até o filamento atingir uma coloração avermelhada e a solução evaporar totalmente. O filamento é introduzido no porta-amostras para ser analisado no espectrómetro de massa.

As razões isotópicas de Sr são medidas numa sequência de três ciclos no modo dinâmico com quatro coletores Faraday, mantendo a intensidade do feixe de ^{88}Sr em 1.5-

2V durante 50 a 100 aquisições. A correção das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o fracionamento de massa foi feita através da sua normalização para o valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ (Dickin, 1997). No período em análise, obteve-se uma precisão interna inferior a 20 ppm (1 sigma). Para aferir o rigor das análises, usou-se o padrão internacional NBS-987, cuja análise regular deu o valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710274$ (16), com um grau de confiança de 95%, em 12 medições.

V.3.4.2. Análise das razões isotópicas de Nd

No caso do Nd, as amostras foram dissolvidas em 2µg de HCl 2,5 N, depositadas em filamentos triplos de tântalo-rénio-tântalo, evaporadas e subsequentemente introduzidas no espectrómetro de massa.

As razões isotópicas de Nd foram medidas na forma metálica em sete coletores Faraday, numa sequência de três ciclos no modo dinâmico, com o feixe de ^{144}Nd mantido a 0.5-1V durante 50 a 100 aquisições. O fracionamento de massa foi corrigido segundo uma lei exponencial utilizando como referencial $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. A precisão da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é inferior a 20 ppm (1 sigma). A análise do padrão JNdi-1 deu um valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5120988$ (67), com um grau de confiança de 95%, em 13 medições.

CAPÍTULO VI: GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

Na primeira parte deste capítulo é feita a caracterização geoquímica dos diferentes litótipos que ocorrem na região cartografada com base nas suas composições em elementos maiores e traço. Para o efeito, usaram-se os dados obtidos neste trabalho e algumas das análises químicas publicadas por Lima (2014) para rochas da mesma área. Os resultados analíticos estão compilados no Anexo 1 e as metodologias analíticas aplicadas foram descritas no Capítulo V.

O capítulo termina com a apresentação das análises isotópicas Sr-Nd referentes a amostras representativas das várias unidades em estudo e a discussão dos resultados.

VI.1. Natureza dos protólitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico

Como foi referido nos capítulos anteriores, o Complexo Gnáissico-Migmatítico de Banabuiú (CGM) é composto por paragneisses e ortogneisses que mostram indícios de terem sofrido fusão parcial durante o metamorfismo regional Brasileiro e evidências de terem sido injetados por abundantes volumes de fundidos anatéticos (veios leucocráticos) durante o mesmo episódio metamórfico.

Embora nem sempre tenha sido possível separar completamente a componente hospedeira da fração fundida no processo de preparação física das amostras, escolheram-se, para análise química, apenas as porções com menos evidências de mistura.

Tanto os paragneisses e como os ortogneisses do CGM sofreram profundas modificações de mineralogia e textura durante o evento anatético. A geoquímica elementar pode, por isso, fornecer informação adicional relevante sobre os seus potenciais protólitos, permitindo, assim, confirmar a classificação efetuada com base em critérios de campo e petrográficos.

Na discriminação entre rochas de origem ígnea e sedimentar, recorre-se, com frequência, ao diagrama DF3 vs. SiO₂ proposto por Shaw (1972), em que o parâmetro DF3 é expresso pela seguinte equação:

$$DF3 = 10,44 - 0,21SiO_2 - 0,32Fe_2O_3T - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na_2O + 0,54K_2O$$

A projeção das amostras neste diagrama revela que a maioria dos paragneisses se localizam no campo sedimentar (DF3 < 0), comprovando o seu caráter paraderivado (Fig. VI.1a). A grande dispersão composicional observada (SiO₂ = 46-70%; Fig. VI.1a) sugere

ainda que a sequência sedimentar a partir da qual estes gnaisses se formaram era composicionalmente heterogênea, incluindo fácies pelíticas e grauvacóides. A distribuição das amostras no diagrama $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ de Herron (1988) aponta no mesmo sentido, embora os termos pelíticos pareçam constituir a litologia dominante da sequência paraderivada (Fig. VI.1b).

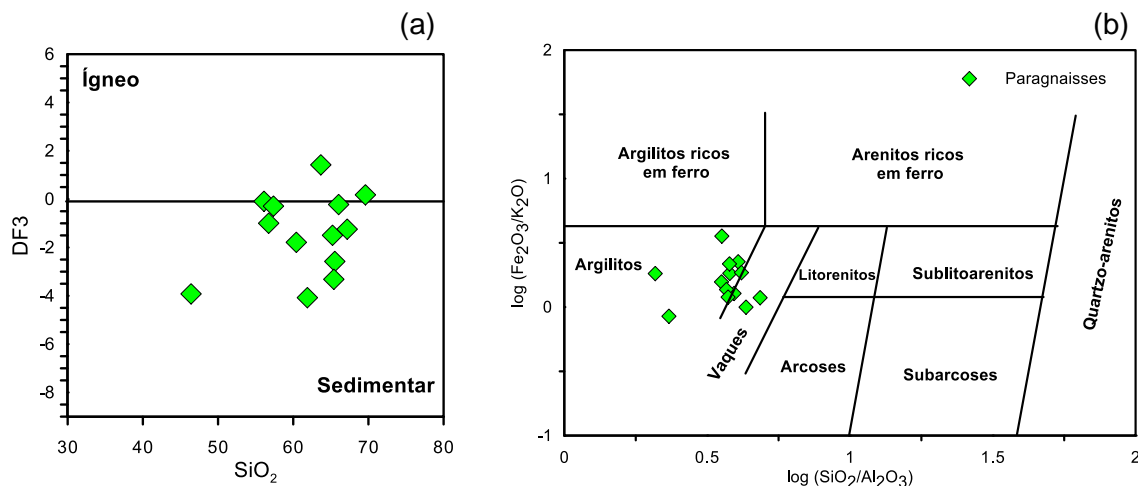


Figura VI.1: Projeção das amostras de paragnaisses nos diagramas (a) DF3 vs. SiO₂ (Shaw, 1972), (b) $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs. $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$.

É de salientar, contudo, que existem duas amostras de paragnaisses com valores positivos de DF3 e razões SiO₂/Al₂O₃ comparativamente mais altas, o que as leva a deslocar-se para o campo ígneo no primeiro diagrama (Fig. VI.1a) e para o interior do domínio dos grauvaques no segundo (Fig. VI.1b). O seu afastamento da nuvem de pontos principal deverá estar relacionado com a presença de pequenas proporções de fundido anatético (finos leitos leucossomáticos) que não são perceptíveis à escala macroscópica.

No caso dos ortognaisses, verifica-se que as quatro amostras analisadas se situam no campo ígneo do diagrama de Shaw (1972) e possuem teores em SiO₂ relativamente elevados (SiO₂ > 65%; Fig. VI.2), sugerindo uma proveniência a partir de protólitos ígneos ácidos. Para as classificar usou-se o diagrama R1-R2, desenvolvido por La Roche *et al.* (1983), em que R1 e R2 são definidos pelas seguintes equações:

$$R1 = 4Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti)$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

Os valores de R1 traduzem o grau de saturação em SiO₂, enquanto o parâmetro R2, em conjunto com R1, exprimem as mudanças na composição dos feldspatos e nos conteúdos em minerais ferromagnesianos (Rollinson, 1993). Como se pode observar no diagrama da Figura VI.3, as amostras de ortogneisse apresentam alguma dispersão

composicional repartindo-se entre os campos dos granodioritos, monzogranitos e sienogranitos (Fig. VI.3). Apesar do reduzido número de amostras analisadas, as diferenças encontradas fazem supor que a associação magmática original incluía litologias com mineralogia e quimismo marcadamente distintos.

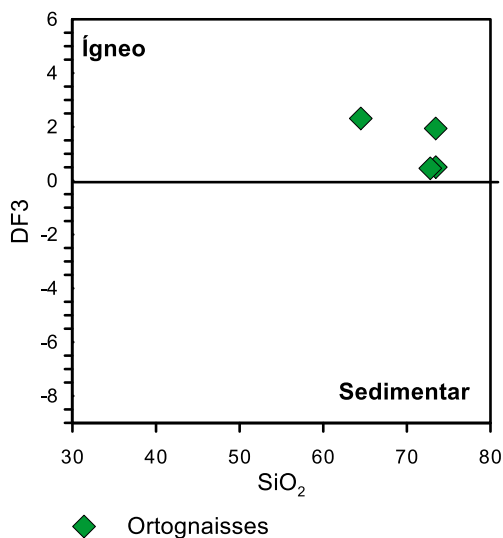


Figura VI.2: Projeção das amostras de ortognaisses no diagrama DF3 vs. SiO₂ (Shaw, 1972).

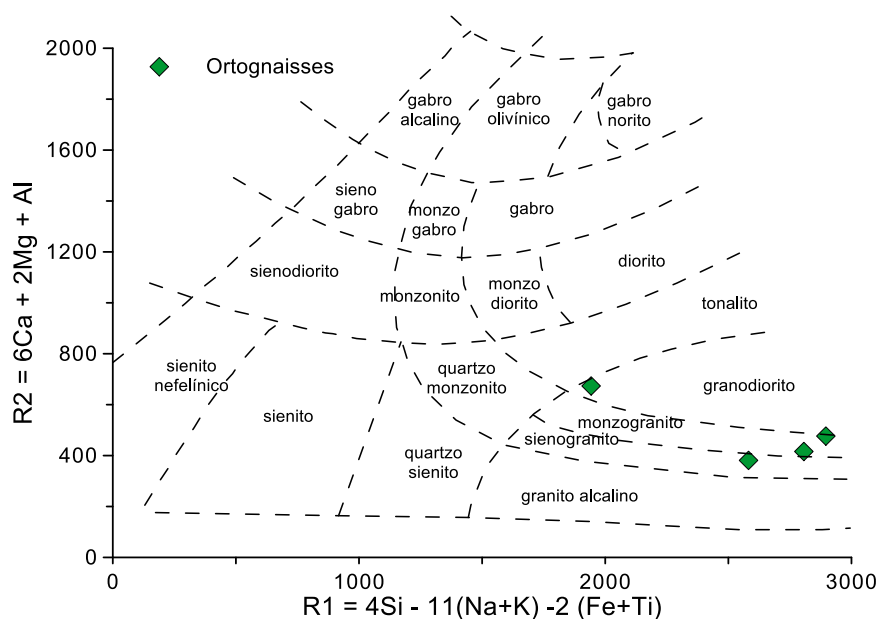


Figura VI.3: Projeção das amostras de ortognaisses no diagrama R1-R2 proposto por La Roche et al. (1983).

Com o objetivo de determinar as paragéneses minerais características de cada uma das amostras e o tipo ou tipos de associações ígneas a que poderiam ter pertencido, calcularam-se também os valores dos parâmetros A e B (Debon & Le Fort, 1983, 1988):

$$A = Al - (K + Na + 2Ca)$$

$$B = Fe + Mg + Ti$$

Enquanto o parâmetro A é uma função do conteúdo em alumínio e permite separar as rochas peraluminosas ($A > 0$) das metaluminosas ($A < 0$), o parâmetro B reflete a natureza e quantidade de minerais ferromagnesianos nelas presentes.

No diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983, 1988), os quatro ortognaisses analisados projetam-se no domínio peraluminoso, embora com valores de A e proporções relativas de biotite e moscovite muito variáveis (Fig. VI.4), realçando a heterogeneidade químico-mineralógica inferida a partir do diagrama R1-R2.

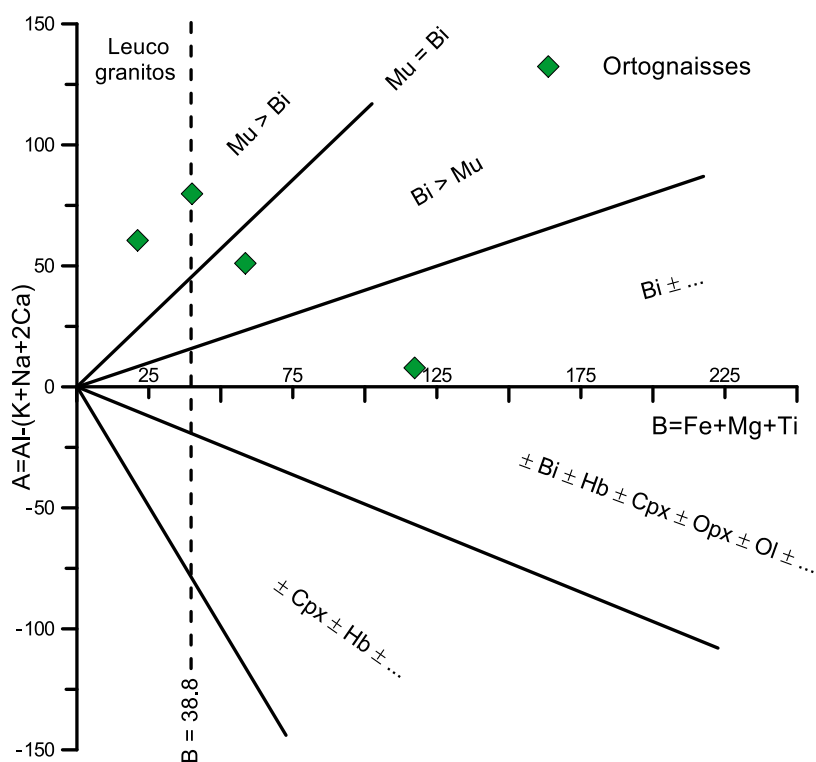


Figura VI.4: Projeção das amostras de ortogneisse no diagrama A-B proposto por Debon & Le Fort (1983, 1988). Mu: Moscovite; Bi: Biotite; Hb: Horneblenda; Cpx: Clinopiroxena; Opx: Ortopiroxena; Ol: Olivina.

Consideradas em conjunto, as quatro amostras parecem definir um alinhamento linear, caracterizado por um aumento progressivo do grau de peraluminosidade (A) com a diminuição de B (Fig. VI.4). Segundo Debon & Le Fort (1983, 1988), o desenvolvimento destas tendências é típico de séries alumino-cafélicas geradas por mistura de magmas ácidos de origem crustal e líquidos básicos mantélicos e/ou por fusão parcial de fontes infracrustais heterogêneas (ígneas máficas e félsicas). Devido ao escasso número de análises químicas disponíveis para estes litótipos, não pode descartar-se totalmente a hipótese das quatro amostras de ortognaisses terem derivado de protólitos ígneos independentes sem qualquer relação genética entre si.

Em suma, os diagramas apresentados mostram que os terrenos metamórficos da região cartografada são constituídos por rochas paraderivadas (metapelitos e metagrauvaques) e ortognaisses (com um espectro de composições, variando desde granodioritos biotíticos a granitos biotítico-moscovíticos e leucogranitos moscovítico-biotíticos), confirmando as inferências retiradas a partir dos dados de campo e de petrografia.

VI.2. Classificação dos leucossomas, diatexitos e granitóides

As características petrográficas dos leucossomas intercalados nos paragnaisses e nos ortognaisses do CGM sugerem que algumas destas rochas se formaram por acumulação de plagioclase ou, mais raramente, de feldspato potássico (leucossomas cumulados), enquanto outras parecem ter resultado da cristalização de fundidos anatóticos quimicamente mais evoluídos (leucossomas graníticos).

Os diatexitos também foram subdivididos em dois grupos distintos com base nas evidências de campo: os diatexitos “schlieren”, contendo finos leitos lepidoblásticos ricos em biotite refratária dispersos na matriz e os diatexitos maciços, com texturas ígneas isotrópicas e composição granítica.

No batólito granítico que aflora no sector ocidental da área, a fácies dominante corresponde a um granito de duas micas de grão médio a fino. Contudo, a cartografia realizada permitiu individualizar ainda uma pequena mancha de um granodiorito biotítico de grão fino (Fácies Novo Encanto) definindo relações de mistura com a intrusão principal.

Em termos geoquímicos, verifica-se que a distribuição da maioria dos leucossomas analisados no diagrama R1-R2 se estende desde o campo dos monzogranitos ao dos sienogranitos (Fig. VI.5). Devido aos seus baixos teores em Na_2O e K_2O , duas das amostras de leucossomas cumulados têm valores de R1 superiores a 3000 (Fig. VI.5), o que sugere que estas rochas apresentem composições trondjemíticas.

Tanto os diatexitos como o granito de Banabuiú exibem uma gama muito mais restrita de valores de R1 e R2, projectando-se preferencialmente no campo dos sienogranitos, em consonância com o carácter quimicamente mais diferenciado destes litótopos (Figs. VI.6 e VI.7). Por fim, as rochas da Fácies Novo Encanto distinguem-se claramente das restantes pela sua natureza mais máfica, classificando-se como granodioritos no diagrama de La Roche *et al.* (1983) (Fig. VI.7).

No diagrama Debon & Le Fort (1983, 1988), as amostras dos leucossomas, dos diatexitos e do granito de Banabuiú projectam-se no campo dos leucogranitos ($\text{Mu} > \text{Bi}$),

enquanto as do granodiorito se localizam no domínio dos granitóides em que a biotite é a única mica presente (Figs. Vi.8 e VI.9).

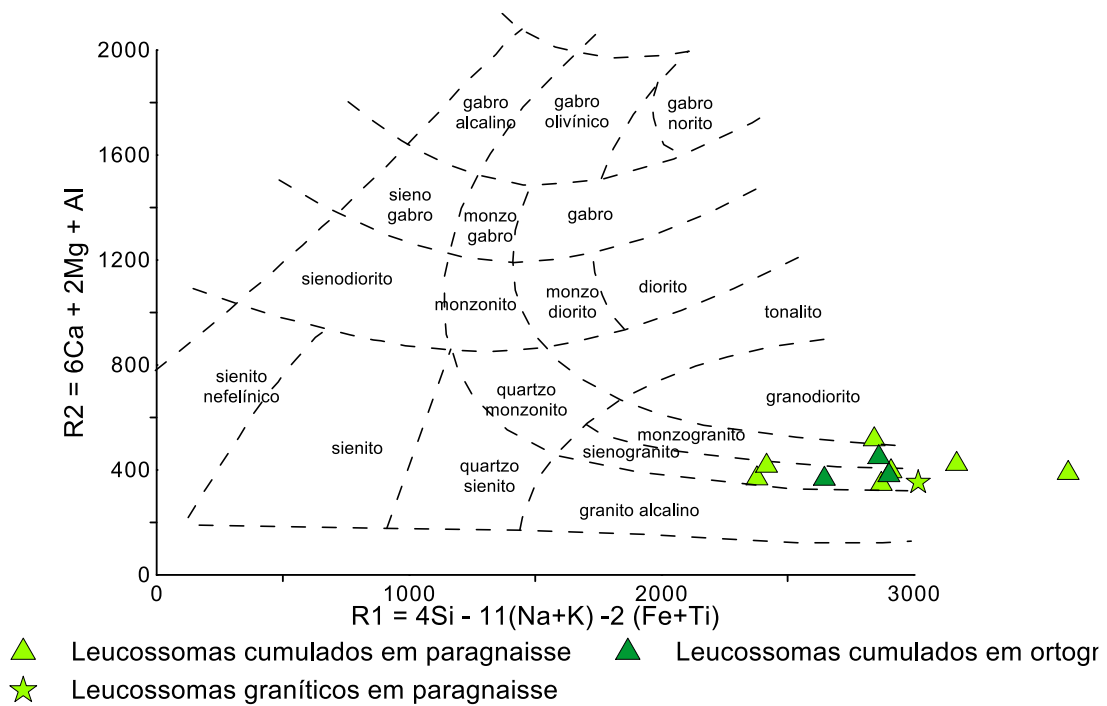


Figura VI.5: Projeção dos leucossomas no diagrama R1-R2 proposto por La Roche *et al.* (1983).

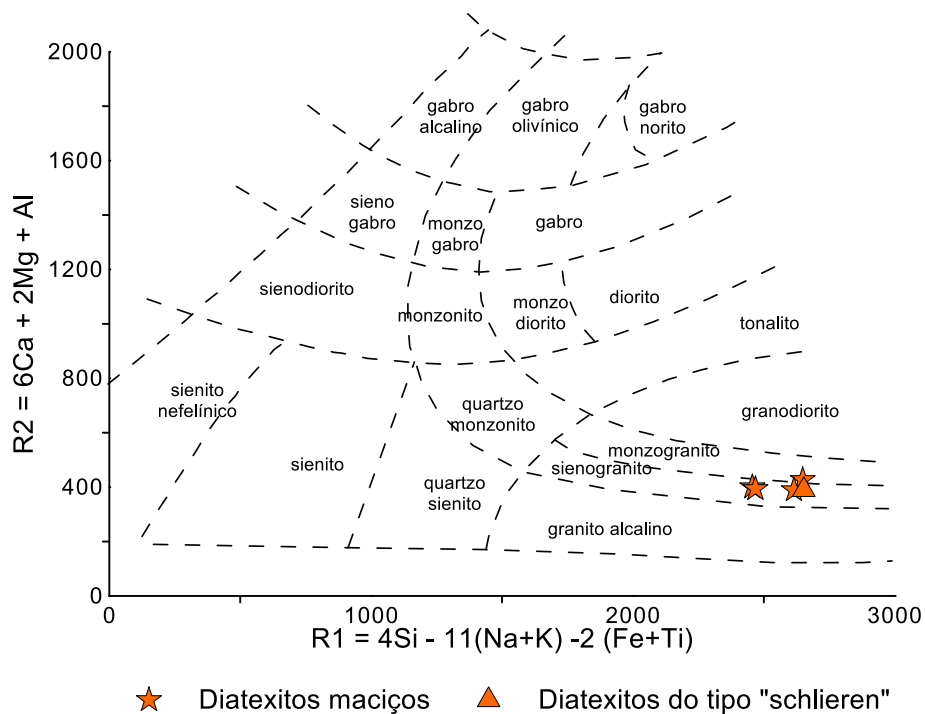


Figura VI.6: Projeção dos diatexitos no diagrama R1-R2 proposto por La Roche *et al.* (1983).

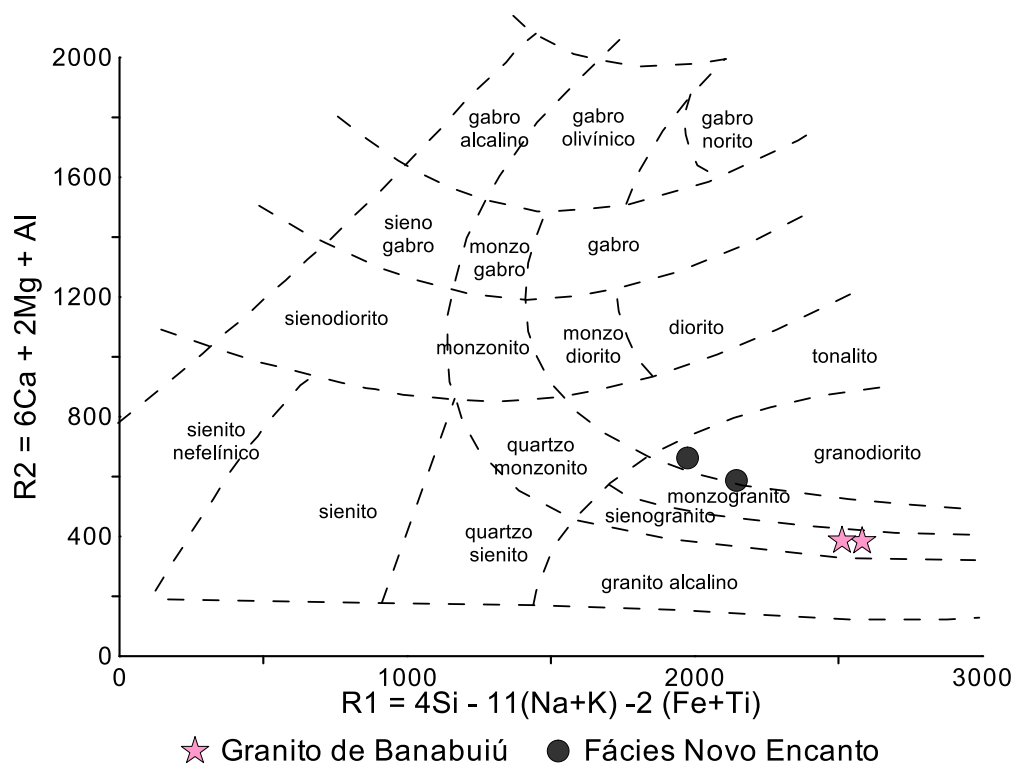


Figura VI.7: Projeção dos granitos e fácies Novo Encanto no diagrama R1-R2 proposto por La Roche et al. (1983).

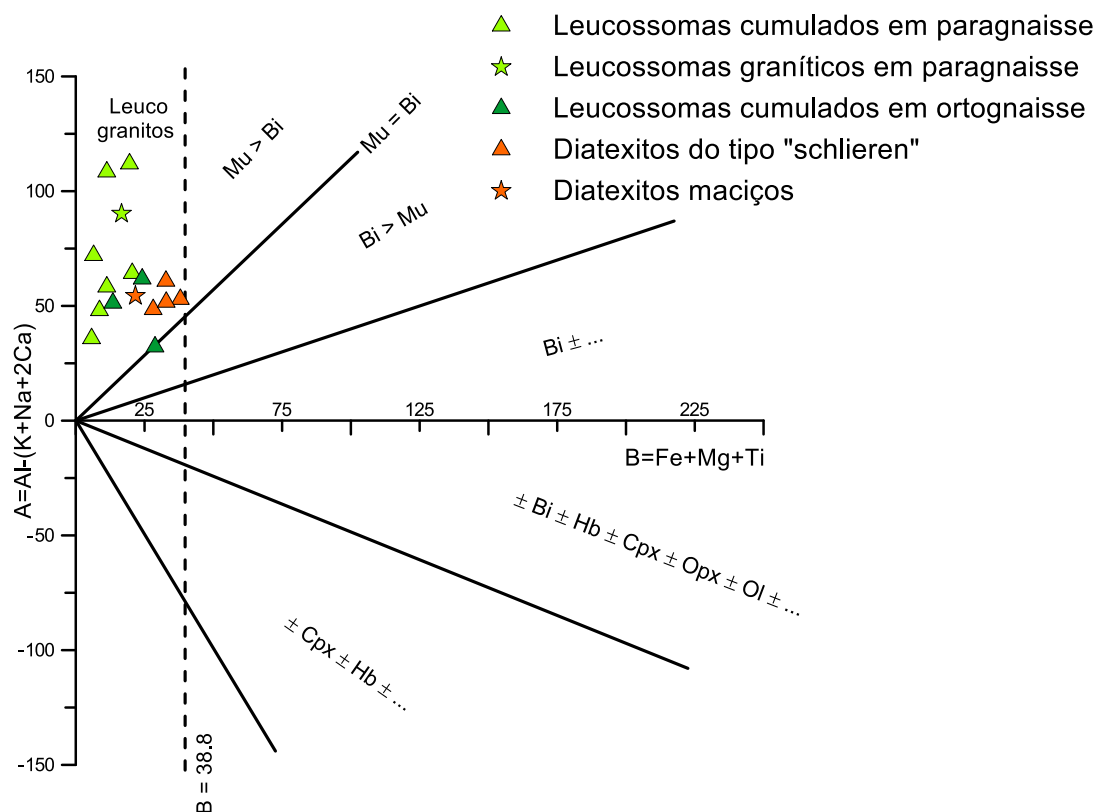


Figura VI.8: Projeção dos leucossomas e diatexitos no diagrama A-B proposto por Debon & Le Fort (1983, 1988). Mu: Moscovite; Bi: Biotite; Hb: Horneblenda; Cpx: Clinopiroxena; Opx: Ortopiroxena; Ol: Olivina.

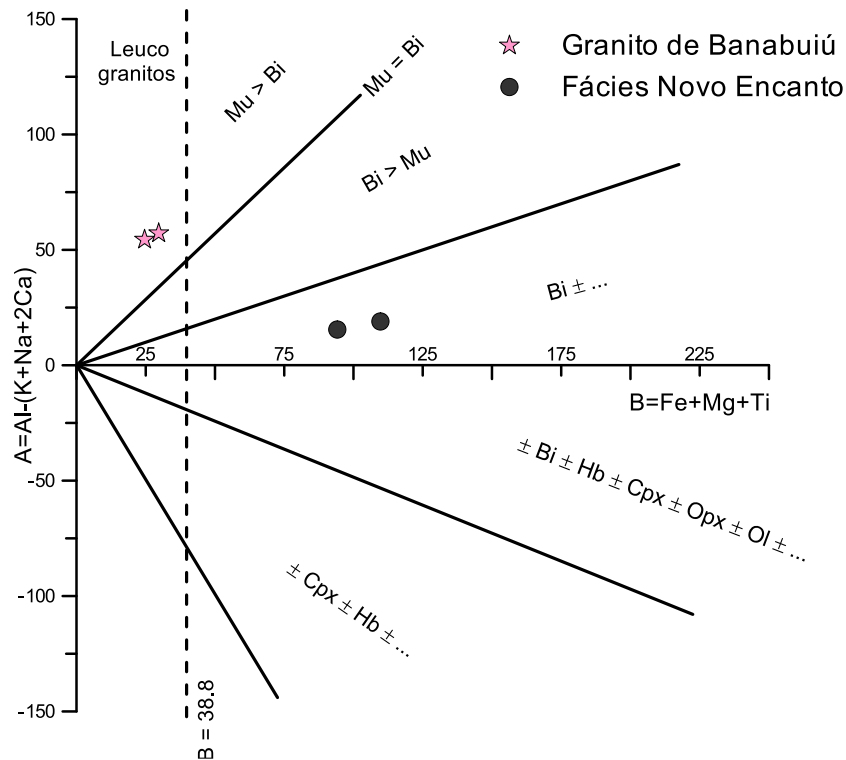


Figura VI.9: Projeção das amostras de granitos e fácies Novo Encanto no diagrama A-B proposto por Debon & Le Fort (1983, 1988). Mu: Moscovite; Bi: Biotite; Hb: Horneblenda; Cpx: Clinopiroxena; Opx: Ortopiroxena; Ol: Olivina.

O fato dos leucossomas, dos diatexitos e do granito de Banabuiú se concentrarem no campo dos leucogranitos e possuírem graus de peraluminosidade elevados ($A > 0$) aponta para uma marcada contribuição de fontes supracrustais na gênese dos fundidos que lhes deram origem. Não é de estranhar, por isso, que estas rochas apresentem razões moleculares A/CNK típicas de fundidos / magmas provenientes da anatexia de protólitos crustais ricos em aluminossilicatos ($A/CNK > 1,1$; Tabela VI.1).

Tabela VI.1: Índices de saturação em alumina dos leucossomas e magmas graníticos.

Litótipo	Leucossomas em paragnaisse	Leucossomas em ortognaisse	Diatexitos	Granito de Banabuiú	Fácies Novo Encanto
<i>A/CNK</i>	1,14-1,61	1,13-1,28	1,19-1,26	1,23-1,24	1,05-1,06

Em contraste, a disposição das amostras do granodiorito biotítico de Novo Encanto no diagrama A-B (Fig. VI.9), bem como o seu caráter fracamente peraluminoso ($A/CNK = 1,05-1,06$; Tabela VI.1) indiciam o envolvimento de processos de hibridização entre magmas mantélicos e crustais ou a participação de fontes infracrustais heterogêneas (ígneas máficas e félsicas) na sua petrogénese.

Por último, a utilização do diagrama ternário An-Ab-Or proposto por O'Connor (1965), posteriormente modificado por Barker (1979) (Fig.VI.10) mostra que a maior parte das amostras estudadas se classificam como granitos, corroborando as conclusões retiradas a partir do diagrama R1-R2. Indica ainda que as duas amostras de leucossomas cumulos com valores de R1 superiores a 3000 têm afinidades trondjemíticas. De notar que, neste diagrama, as rochas Fácies Novo Encanto se projectam no domínio dos quartzo-monzonitos.

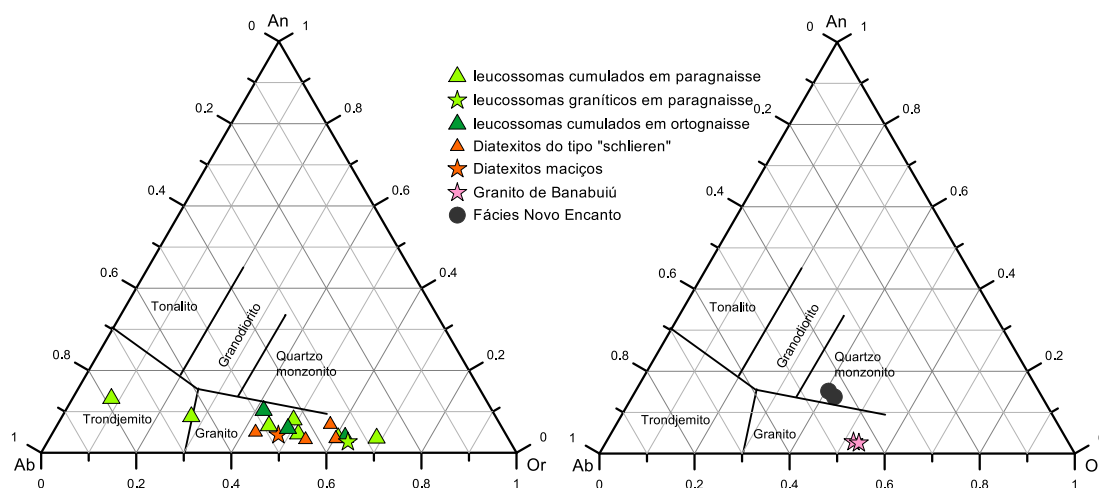


Figura VI.10: Projeção das amostras no diagrama ternário An-Ab-Or desenvolvido por O'Connor (1965), posteriormente modificado por Barker (1979).

VI.3. Diagramas de variação química

Para ilustrar a variabilidade composicional nas rochas analisadas, projectaram-se as suas concentrações em elementos maiores e traço em gráficos bivariados usando a percentagem ponderal de SiO_2 como índice de discriminação química (eixo das abcissas).

VI.3.1. Paragneisses e leucossomas associados

Elementos maiores

Entre os vários litótipos representados no sector cartografado, os paragneisses são as rochas que apresentam um espectro mais alargado de teores em SiO_2 (46,4% - 69,6%). Na maioria dos diagramas de variação de elementos maiores, os conteúdos em Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 e K_2O destas amostras tendem a diminuir à medida que a SiO_2 aumenta, enquanto o Na_2O e o CaO definem tendências opostas (Fig. VI.11). O MnO mantém-se sensivelmente constante e o P_2O_5 exibe um comportamento muito aleatório (Fig. VI.11).

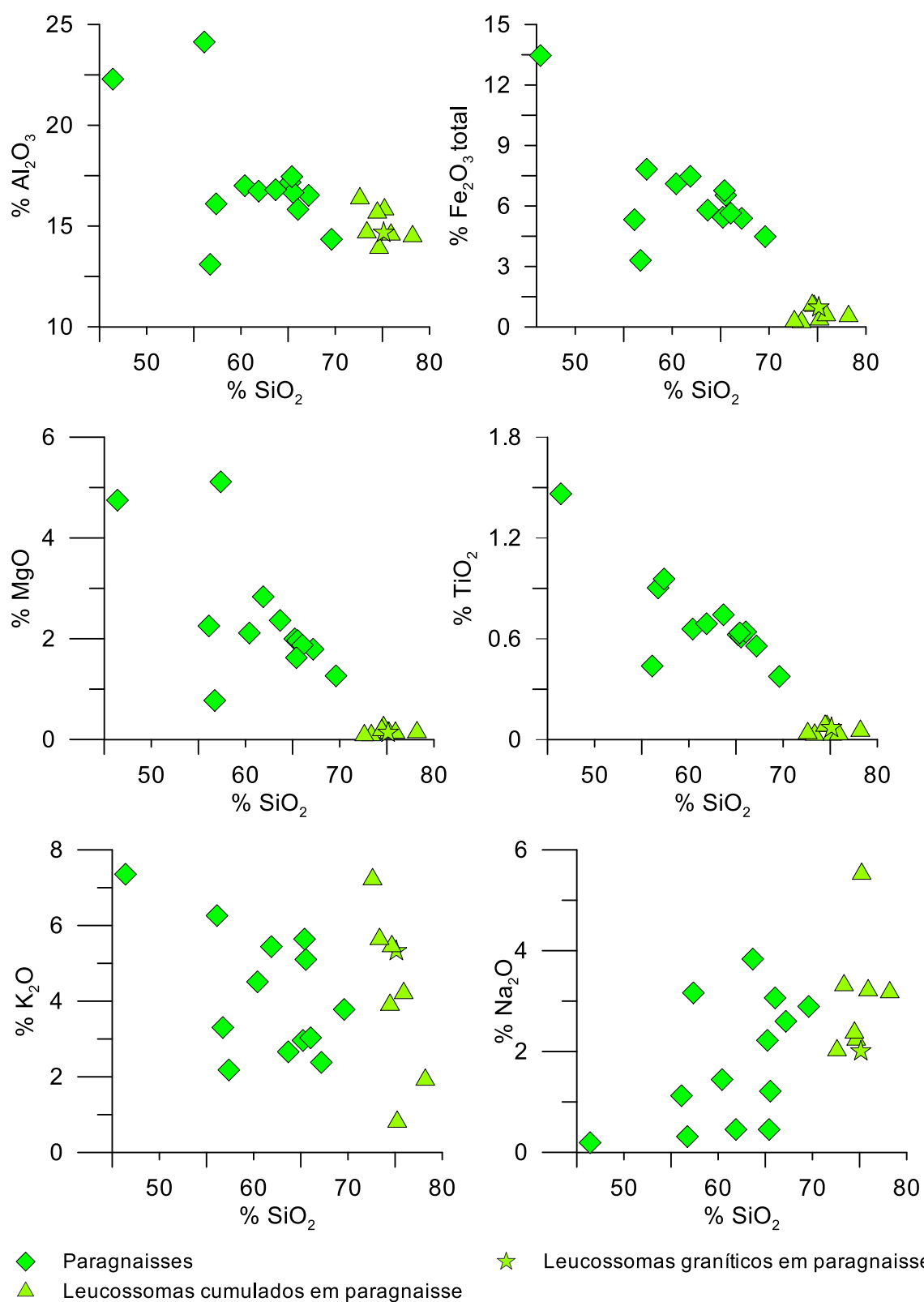


Figura VI.11: Diagramas de variação química de elementos maiores dos paragneisses e dos leucossomas associados.

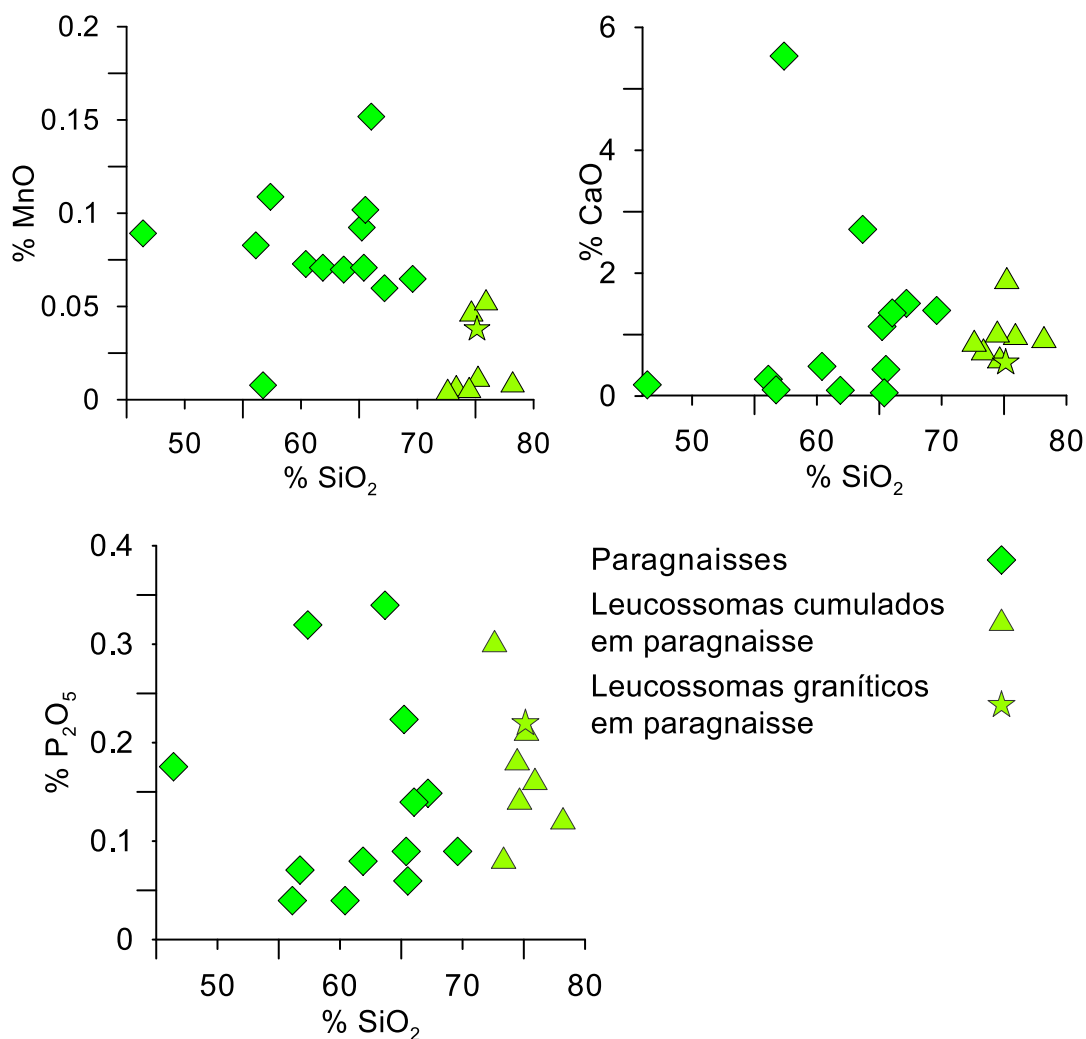


Figura VI.11: (Continuação) Diagramas de variação química de elementos maiores dos paragneisses e dos leucossomas associados.

Apesar da dispersão, a variabilidade observada nos paragneisses parece refletir, em grande parte, o decréscimo da abundância de biotite (contendo Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ e K₂O) a par com o incremento nas proporções de plagioclase (Na₂O e CaO) e de quartzo (SiO₂) dos termos pelíticos para os grauvacóides. Nas duas amostras de paragneisses com teores mais altos de CaO registam-se também concentrações elevadas de P₂O₅, o que aponta para a presença de quantidades significativas de apatite nestas rochas.

Como se pode verificar na Figura VI.11, os leucossomas associados aos paragneisses tendem a projetar-se no extremo ácido (SiO₂ > 70%) dos alinhamentos definidos pelos seus hospedeiros, sugerindo que os “melts” a partir dos quais cristalizaram tenham derivado da anatexia de protólitos de composição semelhante. Os seus baixos teores em Fe₂O₃, MgO, TiO₂ e MnO revelam bem a fraca expressão modal da biotite nestas litologias, enquanto os valores relativamente altos de Na₂O e, em menor

extensão, de CaO são coerentes com o fato da plagioclase ser uma fase importante em quase todas as amostras de leucossomas. É de sublinhar, contudo, que a oscilação das razões plagioclase / feldspato potássico detetada na análise petrográfica se traduz numa acentuada dispersão dos teores de K₂O e de Na₂O no conjunto dos leucossomas analisados (Fig. VI.11), demonstrando o papel que os processos de acumulação destas fases minerais desempenharam na evolução de alguns dos fundidos anatóticos.

Elementos traço

Contrariamente aos elementos maiores, os elementos traço não constituem, em geral, minerais próprios, sendo incorporados em pequenas proporções na estrutura cristalina das fases essenciais. Apesar de estarem presentes em concentrações inferiores a 0,1% na maioria das rochas e minerais, o estudo dos elementos traço tem vindo a adquirir uma importância crescente na identificação e na caracterização de processos petrológicos.

Consoante o seu comportamento durante os processos de fusão / cristalização, os elementos traço podem ser agrupados em duas grandes categorias: (1) os elementos compatíveis, que tendem a ficar retidos nas fases sólidas (minerais) e (2) os elementos incompatíveis com maior afinidade para o fundido silicatado (*"melt"*). A sua distribuição entre as fases minerais e o fundido silicatado é geralmente descrita por um parâmetro, conhecido por coeficiente de distribuição ou coeficiente de partilha de Nernst (K_D), que é dado por:

$$K_D = \frac{C_{\text{mineral elemento}}}{C_{\text{melt elemento}}}$$

onde C é a concentração do elemento em ppm ou em % ponderal no mineral e no fundido com o qual coexiste em equilíbrio. Existem, actualmente, bases de dados muito completas com os valores de K_D de diferentes elementos traço numa grande variedade de minerais, tornando, assim, possível usar o seu maior ou menor grau de compatibilidade / incompatibilidade para determinar os factores responsáveis pela sua distribuição em rochas e/ou associações de rochas ígneas.

A compatibilidade de um dado elemento traço depende da sua carga e do seu raio iónico. Por este motivo, os metais de transição (Cr, V, Sc, Ni, Co), com raios iónicos e cargas muito semelhantes aos do Fe e do Mg, são fortemente compatíveis nos silicatos ferromagnesianos ($K_D > 1$). Em contrapartida, quer os elementos litófilos de grande raio iónico e baixa força de campo (LILE), como o Ba, o Rb, o Sr, o Cs, o Th e o U, quer os

elementos de grande força de campo e pequeno raio iónico (HFSE), de que são exemplo o Zr, o Hf, o Nb, o Ta, o Y e as REE, tendem a ser excluídos da estrutura cristalina dos minerais principais e a comportar-se como elementos incompatíveis ($K_D < 1$) (Rollinson, 1993).

Nos paragneisses do CGM, verifica-se que as concentrações dos metais de transição (V, Co) e de alguns elementos do grupo HFSE (Nb, Y) parecem decrescer regularmente com o aumento do teor em SiO_2 (Fig. VI.12). Já o Zr, o Hf e o Th definem alinhamentos quase horizontais, embora se note que as amostras mais pobres em SiO_2 estão normalmente mais enriquecidas nestes três elementos (Fig. VI.12). As terras raras (REE) mostram um padrão de variação bastante aleatório, o Ba e o Rb tendem a diminuir com a elevação dos valores de SiO_2 e o Sr exhibe a tendência inversa (Fig. VI.12).

Sendo a biotite a fase máfica dominante nos paragneisses, os decréscimos nas abundâncias de V, Co, Nb, Y, Ba e Rb com o aumento em SiO_2 podem ser atribuídos à diminuição progressiva das quantidades deste mineral dos termos mais pelíticos ($< \text{SiO}_2$) para os mais grauvacóides ($> \text{SiO}_2$), uma vez que todos estes elementos possuem K_D superiores a 1 na biotite (Tabela VI.2).

Tabela VI.2: Coeficientes de partilha de alguns elementos traço em líquidos de composição dacítica e riolítica*.

	Plagioclase	Feldsp. K	Biotite	Zircão	Ilmenite	Granada	Apatite
V	---	---	79,50	---	---	---	---
Co	---	0,240	88,667	16	---	2,625	---
Nb	0,06	---	6,367	---	---	---	0,01
Y	0,130	---	1,233	---	---	35,00	40
Zr	0,10-0,14	0,03	1,197	---	---	1,200	0,1-0,64
Hf	0,148	0,02-0,03	0,6-0,7	977-3193	1,883-3,1	3,300	0,73
Th	0,048	0,023	1,00-1,227	76,80	0,46-7,50	---	---
Ba	0,36-1,51	4,30-11,45	5,36-23,53	---	---	0,017	---
Sr	2,84-15,63	3,76-5,40	0,12-0,44	---	---	0,015	2,1-2,4
Rb	0,041-0,10	0,34-1,75	2,24-4,20	---	---	0,009	---

*Arth (1976), Irving & Frey (1978), Watson & Green (1981), Mahood & Hildreth (1983), Nash & Crecraft (1985), Fujimaki (1986), Bea et al. (1994).

O comportamento das REE, em particular das terras raras leves (LREE), é fortemente controlado pela apatite / monazite. É possível, por isso, que as oscilações observadas sejam devidas a variações nas proporções destas duas fases minerais nas rochas paraderivadas. Por outro lado, o Zr, o Hf e, em menor proporção, o Th são incorporados essencialmente no zircão (Tabela VI.2), que ocorre como mineral acessório tanto nos paragneisses pelíticos, como nos grauvacóides, explicando, assim, a sua reduzida variabilidade nestes litótipos.

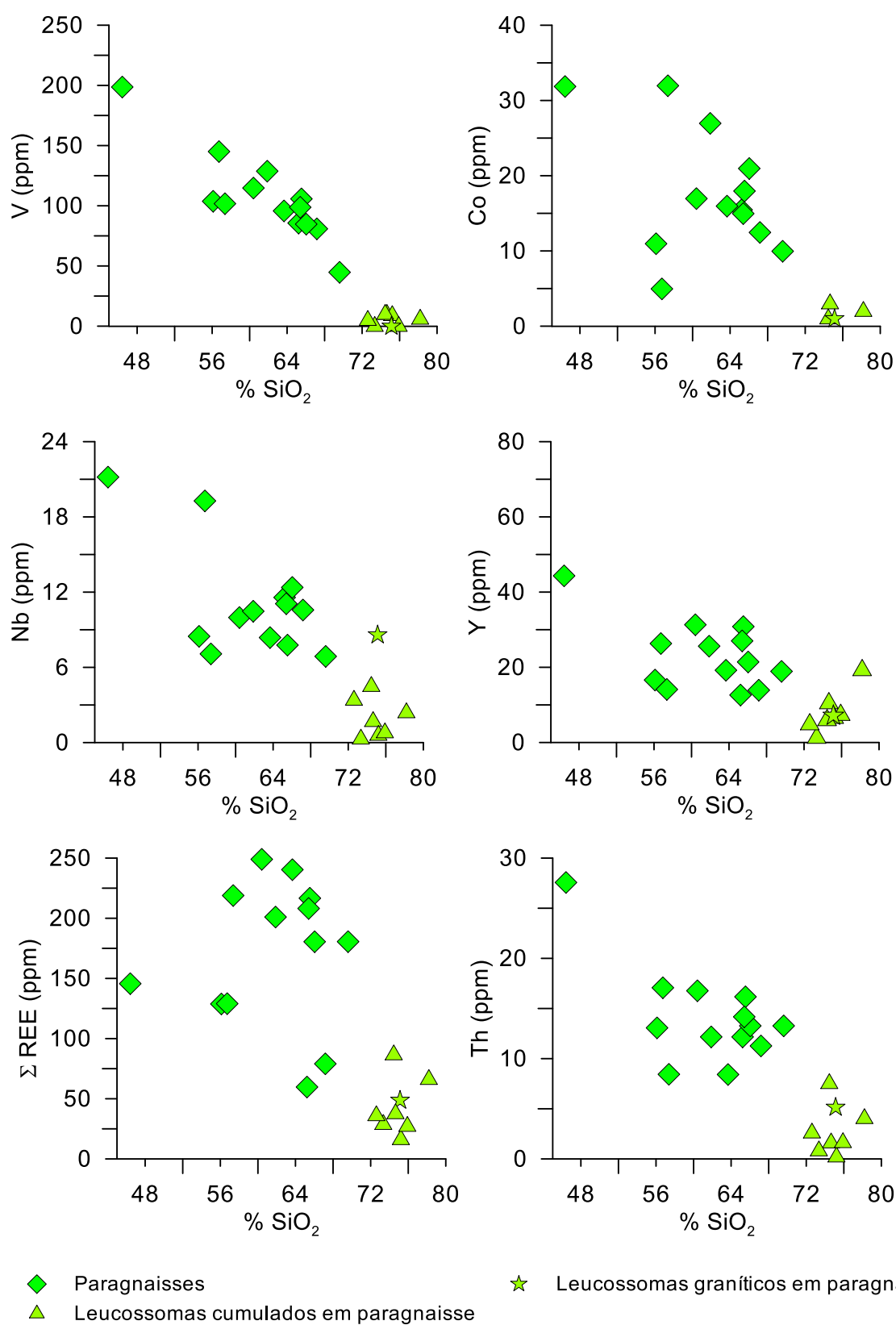


Figura VI.12: Diagramas de variação de alguns elementos traço nos paragneisses e nos leucossomas associados.

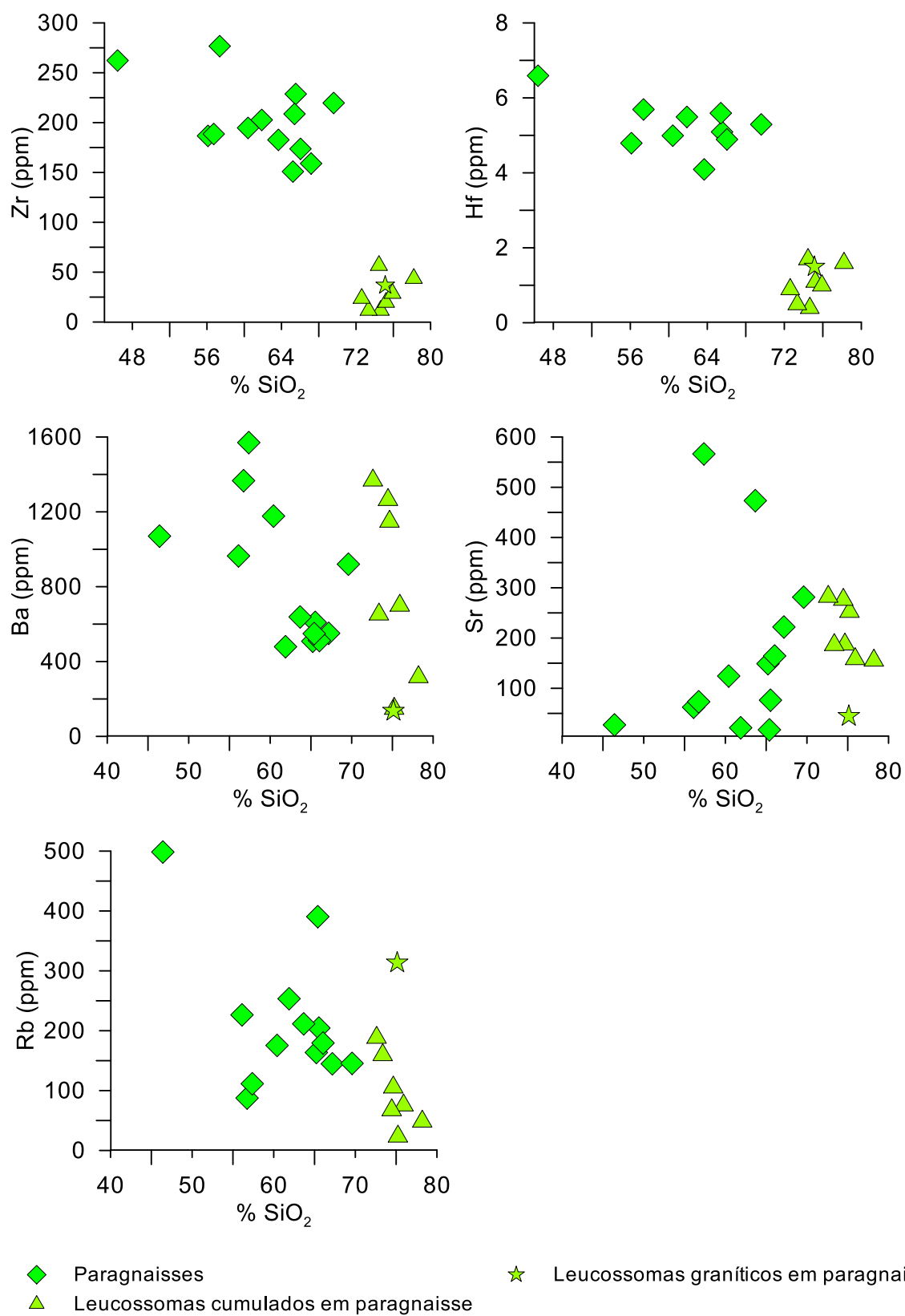


Figura VI.12: (Continuação) Diagramas de variação de alguns elementos traço nos paragneisses e leucossomas associados.

A semelhança entre as tendências definidas pelo Sr e pelo CaO nas amostras de paragneisses revela bem a marcada afinidade entre estes dois elementos químicos (Figs. VI.11 e VI.12). Com efeito, o Sr tende a substituir o Ca^{2+} na estrutura das plagioclases (Tabela VI.2), pelo que o aumento gradual dos seus teores com o incremento dos valores de SiO_2 está provavelmente ligado à maior abundância de plagioclase nas litologias em que a componente pelítica é menos importante.

As duas amostras que se desviam do alinhamento principal pelos seus altos valores de CaO e de P_2O_5 também estão enriquecidas em Sr, o que, como foi referido anteriormente, sugere que a apatite esteja presente em proporções significativas nestes paragneisses.

Por fim, cabe realçar que os leucossomas se projetam em continuidade com os seus hospedeiros na maioria dos diagramas da Figura VI.12, o que vem novamente apontar para a existência de uma possível relação genética entre os paragneisses e os fundidos anatóticos neles intercalados. O seu acentuado empobrecimento nos elementos que são preferencialmente acomodados na estrutura cristalina da biotite (V, Co, Nb, Y, REE) parece indicar que a biotite se comportou como fase refratária e/ou excedentária durante o evento anatótico.

De notar ainda que as baixas concentrações de Zr, Hf, Th e REE encontradas nas amostras de leucossomas levam a supor que os minerais acessórios portadores destes elementos (zircão, apatite e monazite) também não participaram nos processos de fusão parcial. A incapacidade destes minerais se re-equilibrarem com o fundido tem sido atribuída a um dos seguintes factores: (1) baixas solubilidades destas fases minerais; (2) velocidades de extração de “melt” superiores às suas taxas de dissolução e (3) aprisionamento dos cristais em fases residuais principais (e.g. Barbey *et al.*, 1989; 1990; Watt & Harley, 1993; Whitney & Irving, 1994; Carrington & Watt, 1995; Jung *et al.*, 1999). No caso presente, é provável que o empobrecimento observado tenha sido provocado por uma combinação destes três tipos de mecanismos.

Tendo em conta a marcada influência dos feldspatos (plagioclase e feldspato potássico) na distribuição do Sr, do Ba e do Rb (Tabela VI.2), a forte dispersão destes elementos no conjunto de leucossomas amostrados (Fig. VI.12) deverá estar essencialmente relacionada com variações das razões plagioclase / feldspato potássico. Tais variações permitem diferenciar os leucossomas quimicamente menos evoluídos, afetados em maior ou menor grau, por processos de acumulação de plagioclase ($K_{\text{DSr}} > 1$) e/ou de feldspato potássico ($K_{\text{DBa}} > 1$; $K_{\text{DSr}} > 1$), dos líquidos mais fracionados, empobrecidos em Ba e Sr e enriquecidos em Rb (leucossomas graníticos) (Fig. VI.12).

Deve sublinhar-se, contudo, que a presença de pequenas proporções de biotite magmática e/ou residual também pode ter efeitos muito significativos no comportamento do Ba e, em menor extensão, no do Rb (Tabela VI.2), pelo que não é de excluir a hipótese dos elevados teores em Ba apresentados por algumas amostras de leucossomas cumulosos serem causados pela ocorrência desta fase mineral.

Perfis de Terras Raras (REE)

As terras raras são maioritariamente incorporadas em fases acessórias (monazite, xenótimo, apatite, zircão), embora também possam apresentar valores de K_D superiores a 1 noutros minerais (e.g., anfíbola, biotite, moscovite e granada). Entre os minerais acessórios, a monazite retém principalmente as terras raras leves (LREE), enquanto o zircão, o xenótimo e a granada têm preferência pelas terras raras pesadas (HREE) e a apatite é dos minerais que exhibe maiores coeficientes de partilha para as terras raras intermédias (Arth, 1976, Brooks *et al.*, 1981; Green & Pearson, 1983, Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986; Ward *et al.*, 1992).

Contrariamente às outras REE, que ocorrem sob a forma de iões de carga 3^+ , o Eu também pode constituir iões divalentes, sendo, por isso, o único dos lantanídeos que é facilmente introduzido na estrutura cristalina dos feldspatos (com $K_{DEu} > 1$).

Como os 15 elementos do grupo das REE possuem propriedades químicas e físicas muito semelhantes são geralmente tratados em conjunto. No entanto, dado que as terras raras de número atómico par são significativamente mais abundantes do que as de número atómico impar (Efeito Oddo-Harkins), as suas concentrações devem ser previamente normalizadas para um reservatório de referência. Neste trabalho, usaram-se os valores do meteorito condrito de Evensen *et al.* (1978) como constantes de normalização.

Nas Figuras VI.13a e VI.13b mostram-se os perfis de terras raras das amostras de paragneisses pelíticas e grauvacóides, respetivamente. Em termos gerais, os seus perfis de terras raras são caracterizados por: (a) um marcado enriquecimento em REE ($\Sigma REE = 180-250$ ppm), (b) um fracionamento moderado em terras raras leves (LREE) em relação às terras raras pesadas (HREE) ($La_N/Yb_N = 10,39 - 28,44$) e (c) anomalias negativas de Eu de amplitude variável ($Eu_N/Eu^*_N = 0,20 - 0,90$).

Apesar de não existirem diferenças significativas entre os padrões de terras raras dos dois tipos de rochas, os termos de composição grauvacóide tendem a exhibir anomalias negativas de Eu menos bem marcadas ($Eu_N/Eu^*_N = 0,59-0,90$) do que os de natureza pelítica, refletindo os seus maiores conteúdos em plagioclase ($K_{DEu} > 1$) (Fig. VI.13b).

É de salientar ainda que o espectro de variação das REE nas amostras da sequência paraderivada é típico de rochas metassedimentares com uma associação mineralógica em que predomina a biotite, já que esta fase mineral tende a incorporar todos os elementos da série dos lantanídeos, em especial as LREE (Mahood & Hildreth, 1983, Nash & Crecraft, 1985). À biotite associam-se frequentemente fases acessórias como a apatite, monazite e zircão que, mesmo em proporções muito reduzidas, podem contribuir para a elevação dos teores em REE nestas litologias.

Não é de estranhar, por isso, que os perfis de REE dos paragneisses sejam sub-paralelos aos encontrados em sedimentos pelíticos pós-Arcaicos - PAAS (Taylor & McLennan, 1985) e em grauvaques do Paleoproterozóico (Condie, 1993) (Fig. VI.14).

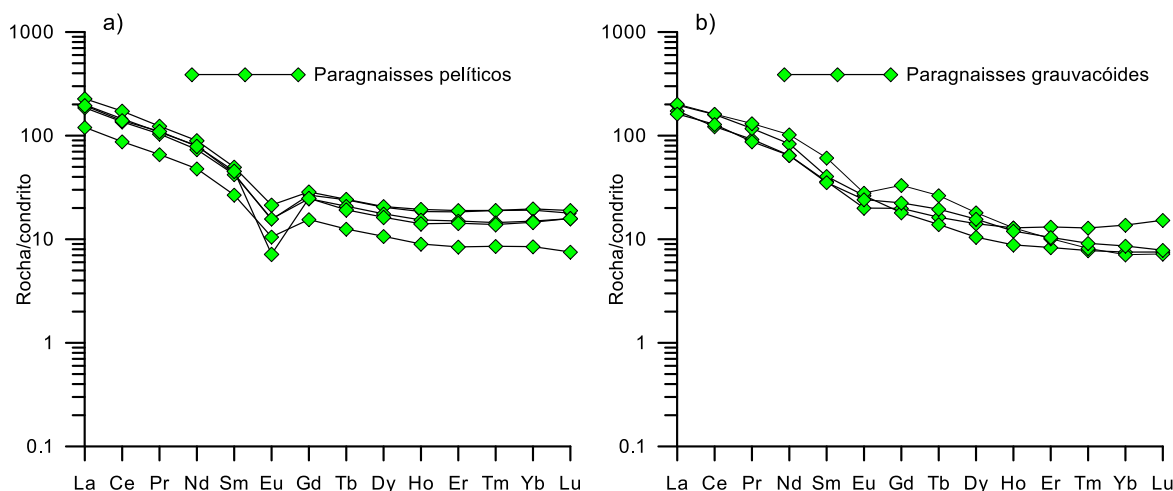


Figura VI.13: Diagrama de terras raras normalizados para o condrito Evensen *et al.* (1978) (a) paragneisses de composição pelítica; (b) paragneisses de composição grauvacóide.

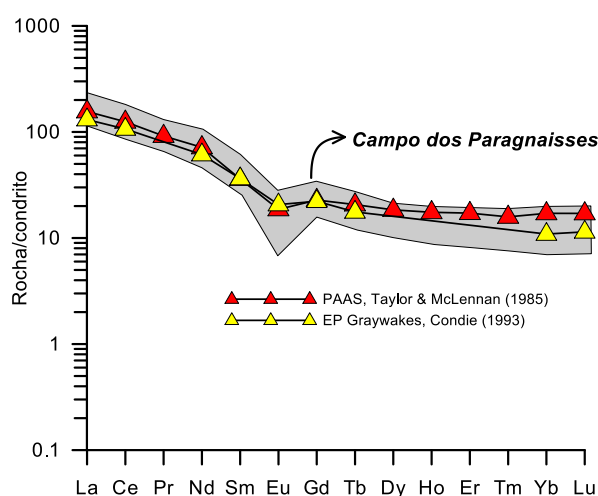


Figura VI.14: Comparação das composições em terras raras dos paragneisses estudados (campo a sombreado) com os perfis de terras raras do PAAS (Taylor & McLennan, 1985) e EP Graywakes (Condie, 1993).

Tal como foi mencionado na seção anterior, os leucossomas estão fortemente empobrecidos em REE relativamente aos seus hospedeiros, indicando que tanto a biotite como as fases acessórias (apatite, monazite, zircão) deverão ter ficado, em grande parte, retidas no resíduo refratário durante os processos de fusão parcial (Figs. VI.15 a-b-c). Para além disso, verifica-se que a distribuição das REE entre estas rochas é extremamente heterogênea, permitindo individualizar três grupos de leucossomas com perfis distintos: (a) leucossomas com anomalias positivas de Eu bem definidas; (b) leucossomas com fracas anomalias positivas de Eu e (c) leucossomas com anomalia negativa de Eu (Figs. VI.15 a-b-c).

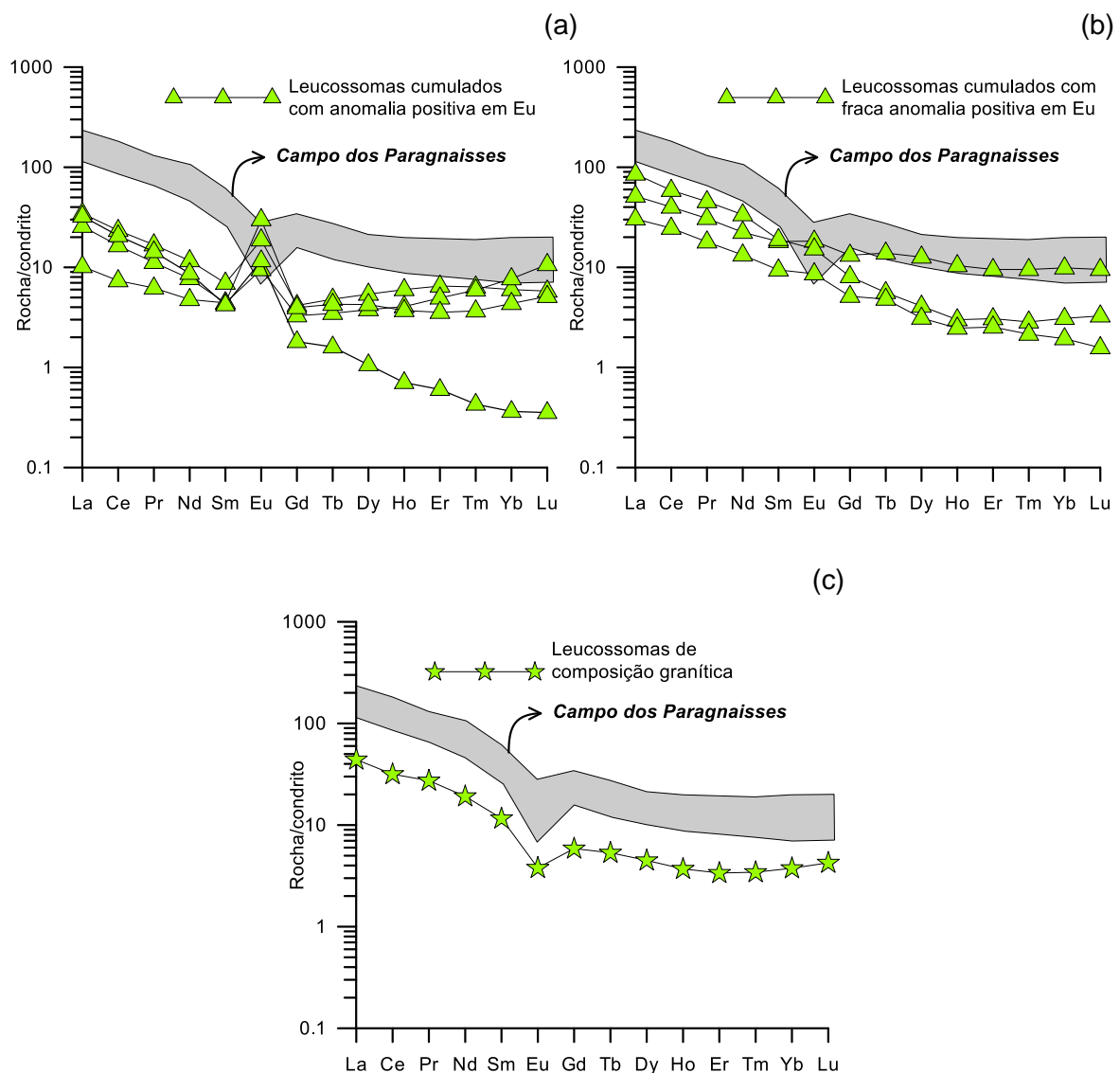


Figura VI.15: Diagramas de terras raras dos leucossomas intercalados em paragneisses (a) leucossomas cumulosos com anomalias positivas de Eu bem marcadas, (b) leucossomas cumulosos com fracas anomalias positivas de Eu, (c) leucossoma de composição granítica. O campo a sombreado representa o intervalo de valores de REE nos paragneisses.

Os dados petrográficos mostram que a maioria dos leucossomas com fortes anomalias positivas de Eu ($Eu_N/Eu^*_N = 2,46-7,15$; Fig. VI.15a) contém plagioclase e quartzo como constituintes essenciais, o que conjugado com os seus perfis de REE, demonstra que estas rochas foram formadas por acumulação de plagioclase nos estádios iniciais da evolução magmática. No entanto, incluem-se também neste grupo duas amostras cujas anomalias positivas de Eu parecem ter sido provocadas por mecanismos de acumulação feldspato potássico.

Os leucossomas com uma anomalia positiva de Eu mais fraca ($Eu_N/Eu^*_N = 1,12-1,18$) tendem a apresentar teores mais elevados em REE ($\Sigma REE = 36-86$ ppm) e perfis mais próximos dos descritos pelos seus hospedeiros (Fig. VI.15b), sugerindo que a atenuação das suas anomalias positivas de Eu resulte da contaminação das rochas cumuladas com pequenas quantidades de material residual (biotite + zircão + apatite + monazite).

Por último, o único dos leucossomas amostrados que tem uma anomalia negativa de Eu bem definida ($Eu_N/Eu^*_N = 0,43$; Fig. VI.15c) exibe um perfil de REE típico de líquidos graníticos diferenciados. Com efeito, a presença de uma anomalia negativa de Eu, bem como o baixo conteúdo em REE ($\Sigma REE = 46$ ppm) indicam que esta rocha deverá ter derivado de um líquido que sofreu fracionamento de plagioclase (Eu) e foi eficientemente separado da fração residual (biotite \pm apatite / monazite \pm zircão). De notar ainda que o forte grau de paralelismo entre o seu padrão de REE e os dos paragneisses (Fig. VI.15c) mostra que este tipo de fundidos poderão ter sido gerados a partir de protólitos com composições semelhantes às dos seus hospedeiros.

VI.3.2. Ortognaisses e leucossomas associados

Elementos maiores e traço

Os diagramas de variação química de elementos maiores e traço para os ortognaisses e leucossomas associados são apresentados nas Figuras VI.16 e VI.17. Devido ao escasso número de amostras de ortognaisses, torna-se impossível determinar as eventuais tendências evolutivas da associação magmática original. Verifica-se, contudo, que as quatro amostras analisadas parecem definir alinhamentos relativamente coerentes, marcados por um empobrecimento em Al_2O_3 , Fe_2O_3t , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , CaO , V , Nb , ΣREE , Y , Zr , Hf , Ba e Sr com o aumento de SiO_2 (Figs. VI.16 e VI.17). O Na_2O e o K_2O mantêm-se sensivelmente constantes e os teores de Rb são bastante variáveis (Figs. VI.16 e VI.17).

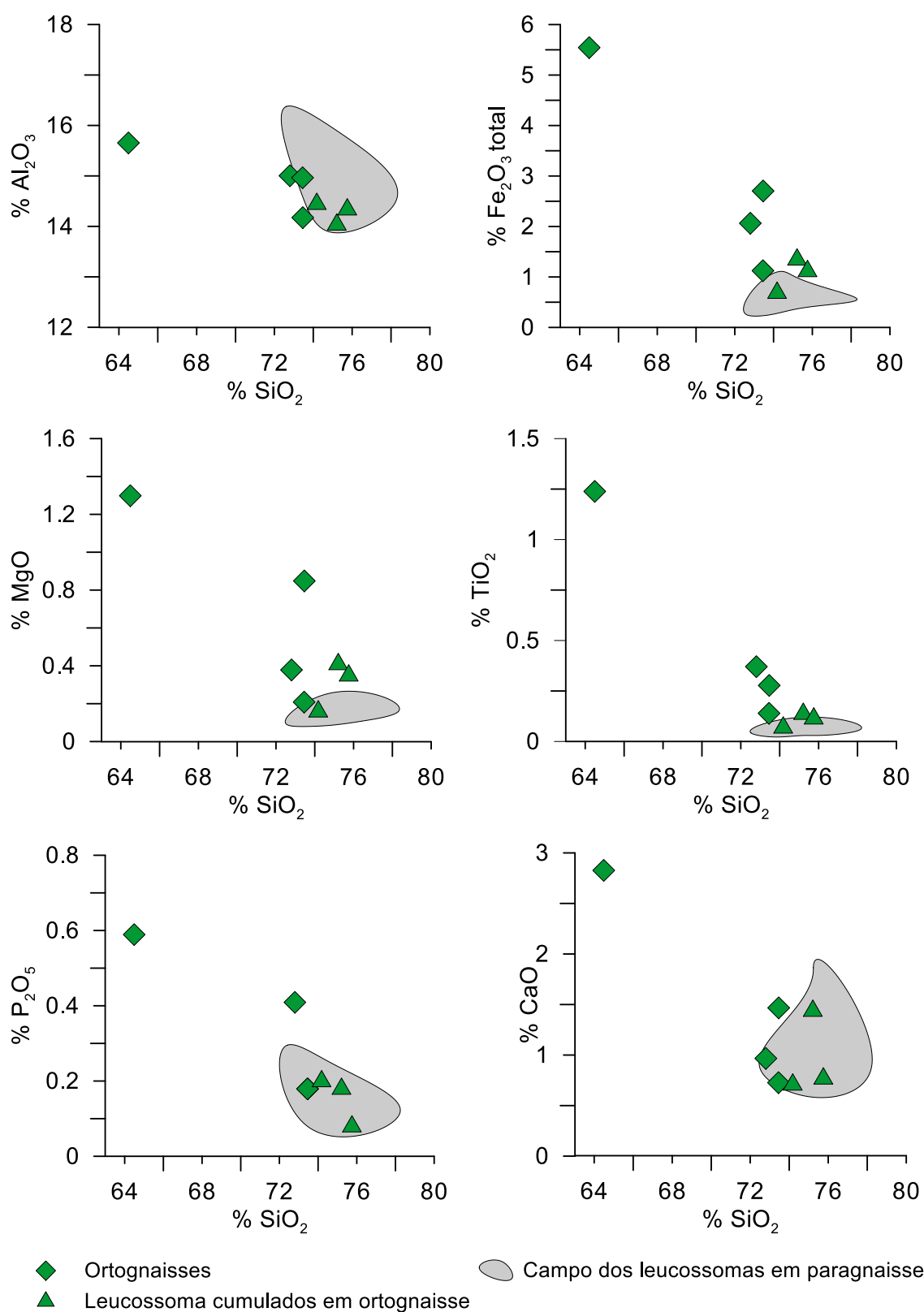


Figura VI.16: Diagrama de variação química de elementos maiores para os ortognaisses e leucossomas associados. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragneisses.

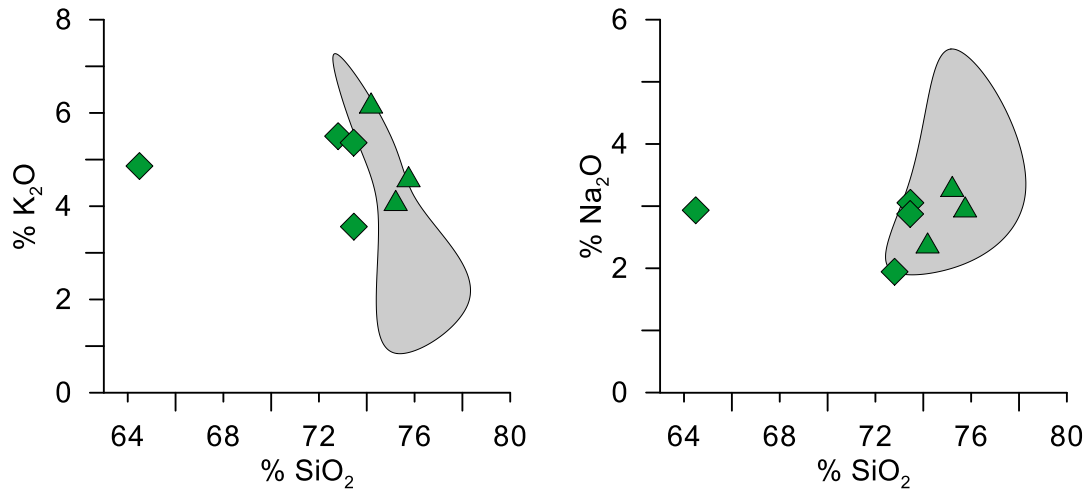


Figura VI.16: (Continuação) Diagrama de variação química de elementos maiores para os ortogneisses e leucossomas associados. Legenda abaixo.

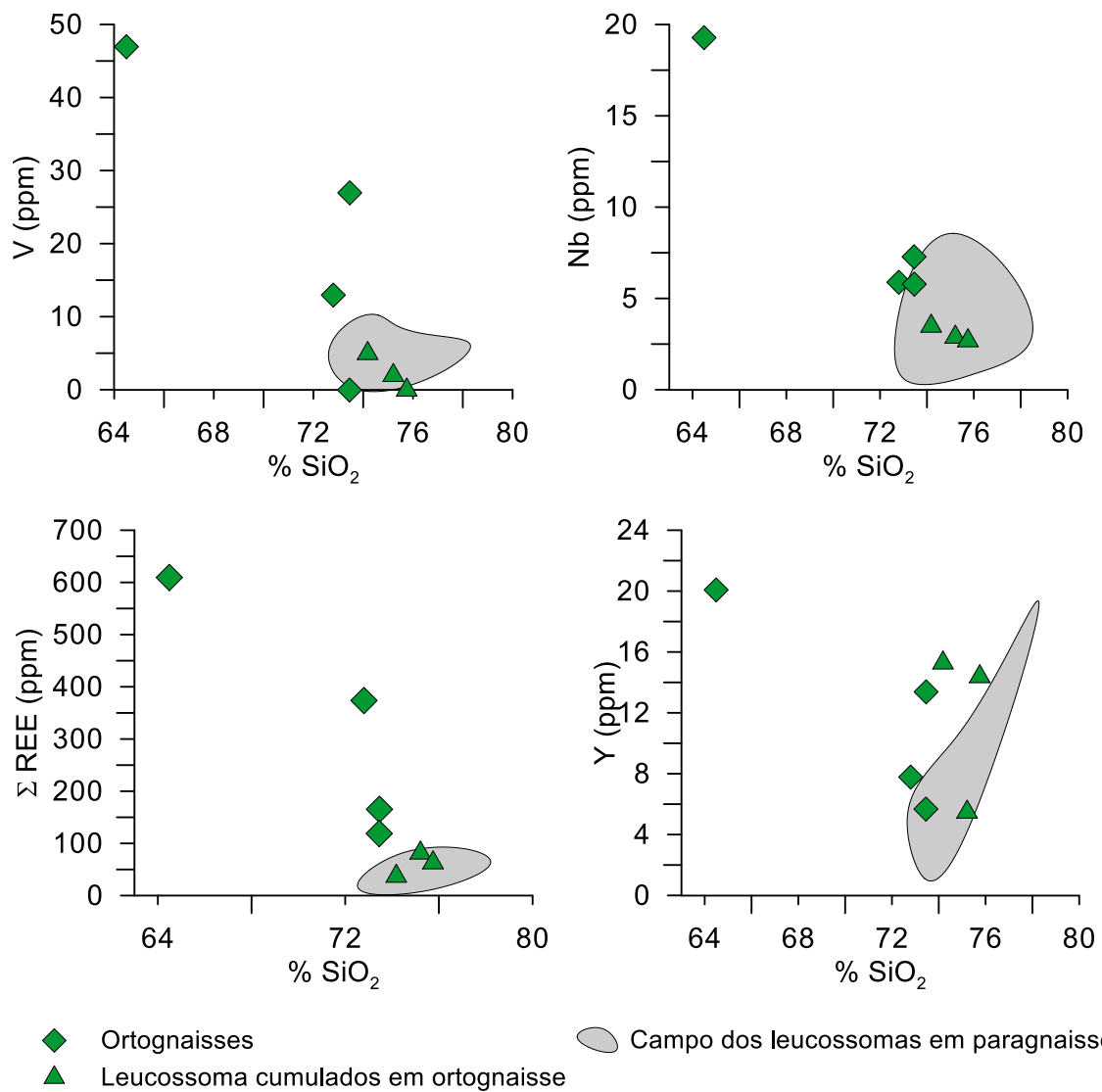


Figura VI.17: Diagrama de variação química de elementos traço para os ortogneisses e leucossomas associados. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragneisses.

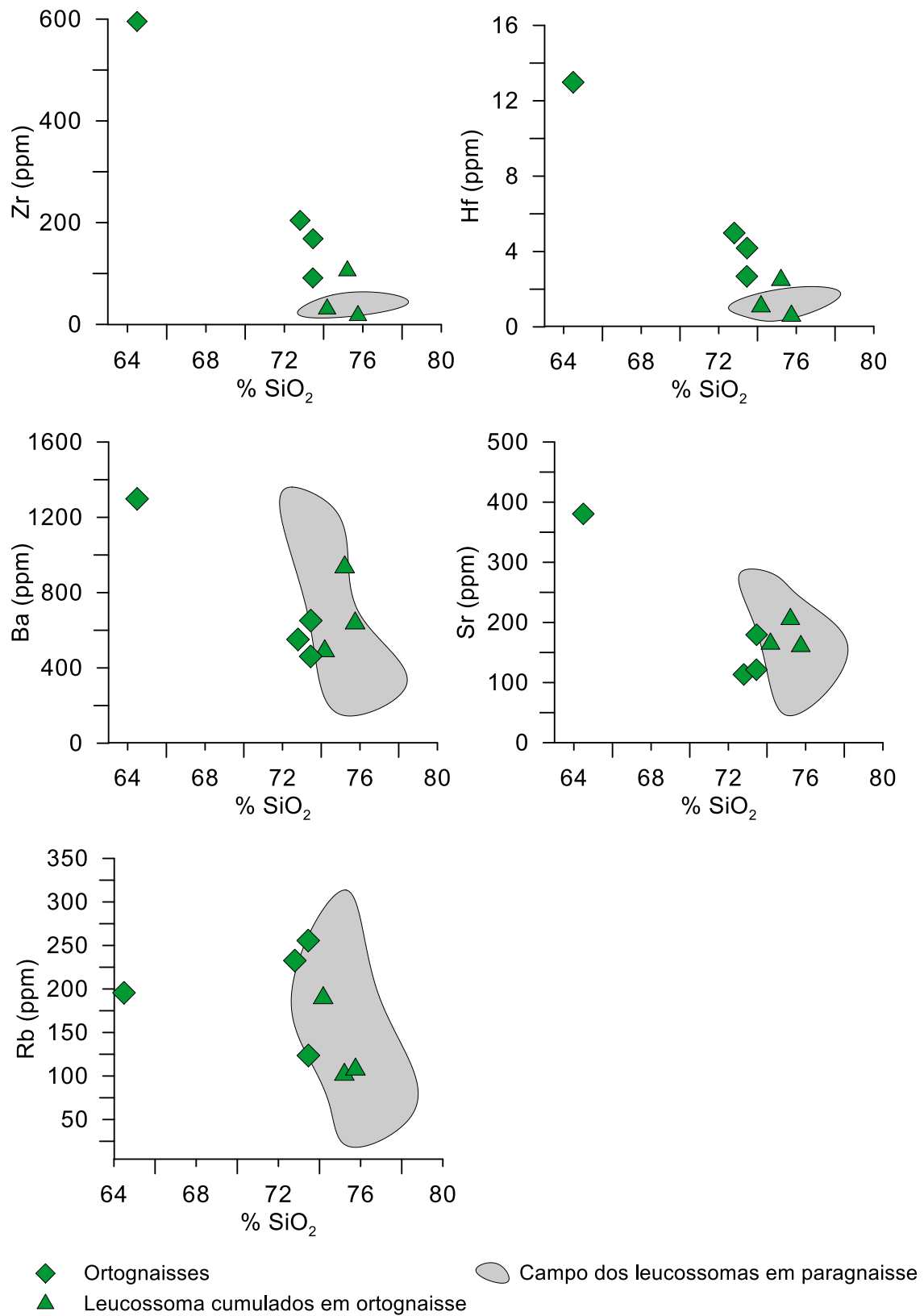


Figura VI.17: (Continuação) Diagrama de variação química de elementos traço para os ortogneisses e leucossomas associados.

Embora as relações observadas possam ser consideradas como uma evidência de que os ortognaisses representam uma única série magmática cuja evolução terá envolvido uma contribuição importante de processos de cristalização fraccionada de plagioclase (CaO, Al₂O₃, Sr), biotite (Fe₂O₃, MgO, TiO₂, V, Nb, REE, Ba), apatite (P₂O₅, ΣREE, Y) e zircão (Zr, Hf), também é possível que a sua variabilidade química seja um simples reflexo das diferenças de mineralogia entre os termos mais máficos (granodioritos biotíticos) e mais ácidos (granitos biotítico-moscovíticos e moscovítico-biotíticos) da sequência ortoderivada. Com os dados disponíveis não pode favorecer-se nenhuma das duas hipóteses.

Os leucossomas intercalados nestes litótipos projetam-se no extremo ácido dos alinhamentos definidos pelos seus hospedeiros, o que, à partida, é compatível com uma origem por fusão parcial de protólitos com composição semelhante à dos ortognaisses (Figs. VI.16 e VI.17). No entanto, também mostram uma notável sobreposição composicional com os leucossomas associados aos paragnaisses (Figs. VI.16 e VI.17), apontando para uma proveniência comum para todos estes “melts”.

Dado o carácter intrusivo da maioria dos leucossomas encontrados no Complexo Gnáissico-Migmatítico e a sua abundância, parece mais plausível admitir que a sua geração ocorreu em níveis crustais mais profundos, a partir da anatexia de litologias bastante férteis (pelíticas / semipelíticas), possivelmente idênticas às que constituem a sequência paraderivada. No cenário proposto, os veios leucocráticos presentes nos ortognaisses e paragnaisses do CGM teriam partilhado a mesma fonte metassedimentar, sendo posteriormente injetados nos terrenos onde actualmente afloram.

Perfis de Terras Raras (REE)

Na Figura VI.18a-b estão representados os perfis de terras raras dos ortognaisses e dos leucossomas que lhes estão associados. As amostras de ortognaisses exibem padrões de REE tendencialmente sub-paralelos, com um enriquecimento variável das LREE em relação às HREE ($La_N/Yb_N = 27-110$) e pronunciadas anomalias negativas de Eu ($Eu_N/Eu^*_N = 0,24-0,58$) (Fig. VI.18a).

O visível decréscimo do conteúdo em REE dos termos mais máficos (ΣREE= 610 ppm) para os mais félsicos (ΣREE= 374-119 ppm) está correlacionado com a diminuição das proporções das fases portadoras de REE (biotite, zircão, apatite) o que, como já foi mencionado, tanto pode ser atribuído à co-existência de fácies com composições mineralógicas distintas sem qualquer relação de consanguinidade no seio da associação ortoderivada, como à intervenção de mecanismos de cristalização fraccionada na diferenciação de uma série de rochas co-magmáticas.

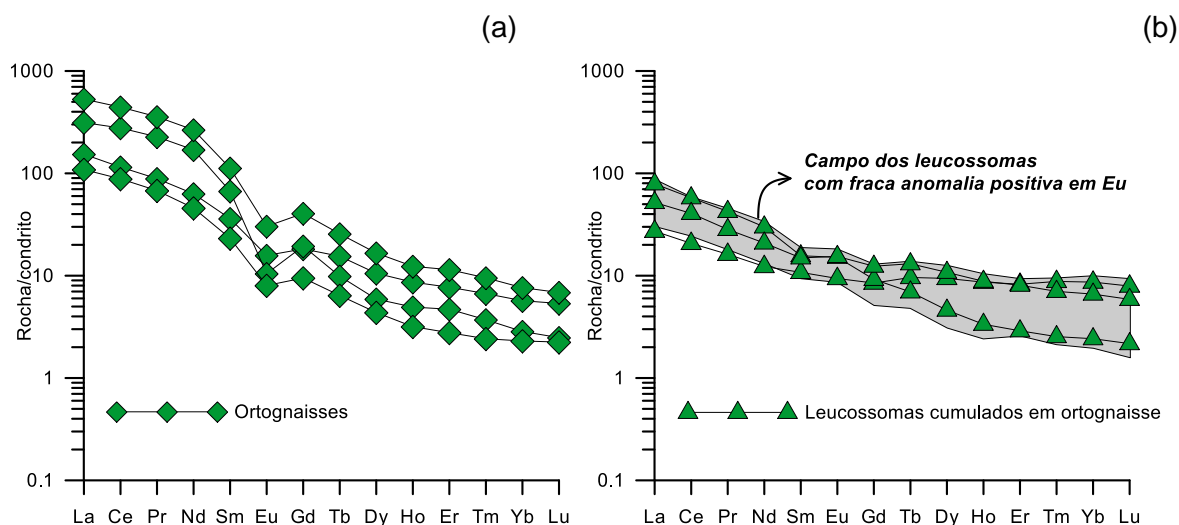


Figura VI.18: Perfis de terras raras normalizados para o condrito Evensen *et al.* (1978): (a) ortognaisses; (b) leucossomas associados. Para efeitos de comparação, projetou-se também o intervalo de valores dos leucossomas com fraca anomalia positiva em Eu intercalados em paragneisses.

No que diz respeito aos leucossomas, verifica-se que exibem padrões de REE empobrecidos ($\Sigma\text{REE} = 63\text{-}82$ ppm), com razões LREE/HREE baixas a moderadas ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 7,86\text{-}32,56$) e fracas anomalias positivas em Eu ($\text{Eu}_N/\text{Eu}^*_N = 1,12\text{-}1,21$) (Fig. VI.18b). Os seus perfis de REE intersectam claramente os das rochas em que estão encaixados (Fig. VI.18a-b), o que tende a excluir uma proveniência a partir de fontes com a composição dos ortognaisses. Apresentam, por outro lado, marcadas afinidades com alguns dos leucossomas acumulados associados aos paragneisses, em particular com os que possuem uma fraca anomalia positiva em Eu (Fig. VI.18b), sugerindo uma filiação comum para os líquidos a partir dos quais cristalizaram.

Assume-se, por isso, que também correspondam a acumulados que retiveram, em maior ou menor grau, cristais de origem restítica, o que terá induzido uma ligeira elevação dos seus conteúdos em REE e diminuído a amplitude das suas anomalias positivas de Eu.

VI.3.3. Diatexitos

Elementos maiores e traço

Como se pode observar nos diagramas de variação química das Figuras VI.19 e VI.20, os diatexitos “schlieren” distinguem-se nitidamente dos diatexitos maciços pelos seus teores consideravelmente mais baixos em SiO_2 e concentrações superiores em Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , K_2O , Nb, Y, ΣREE , Th, Zr e Hf.

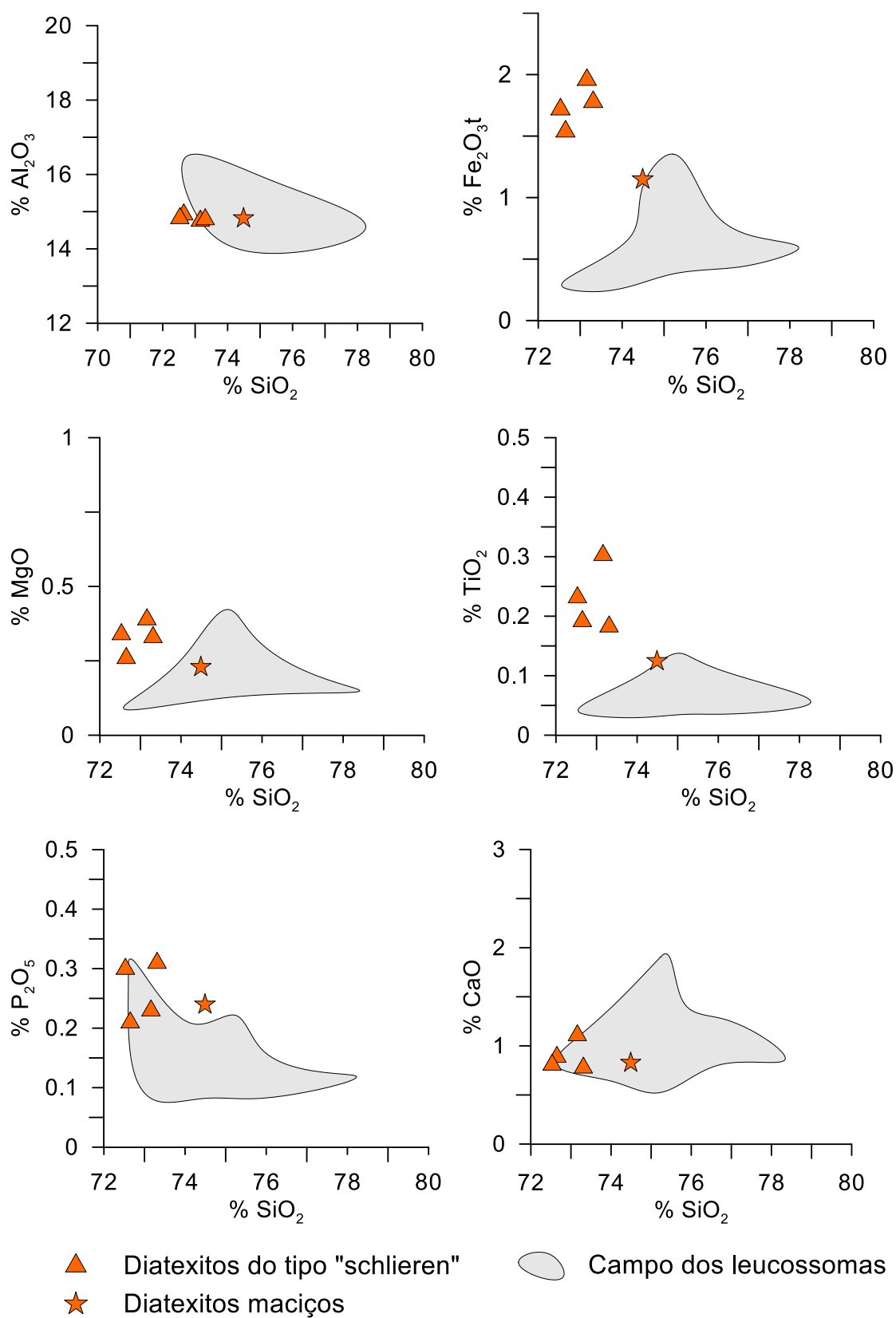


Figura VI.19: Diagrama de variação química de elementos maiores para os diatexitos da região estudada. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragneisses e ortogneisses.

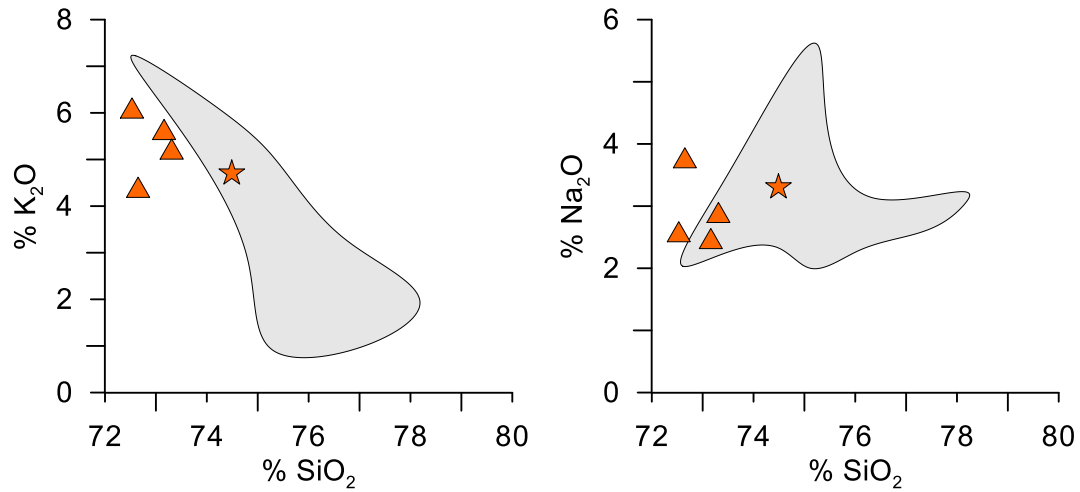


Figura VI.19: (Continuação) Diagrama de variação química de elementos maiores para os diatexitos da região estudada. Legenda abaixo.

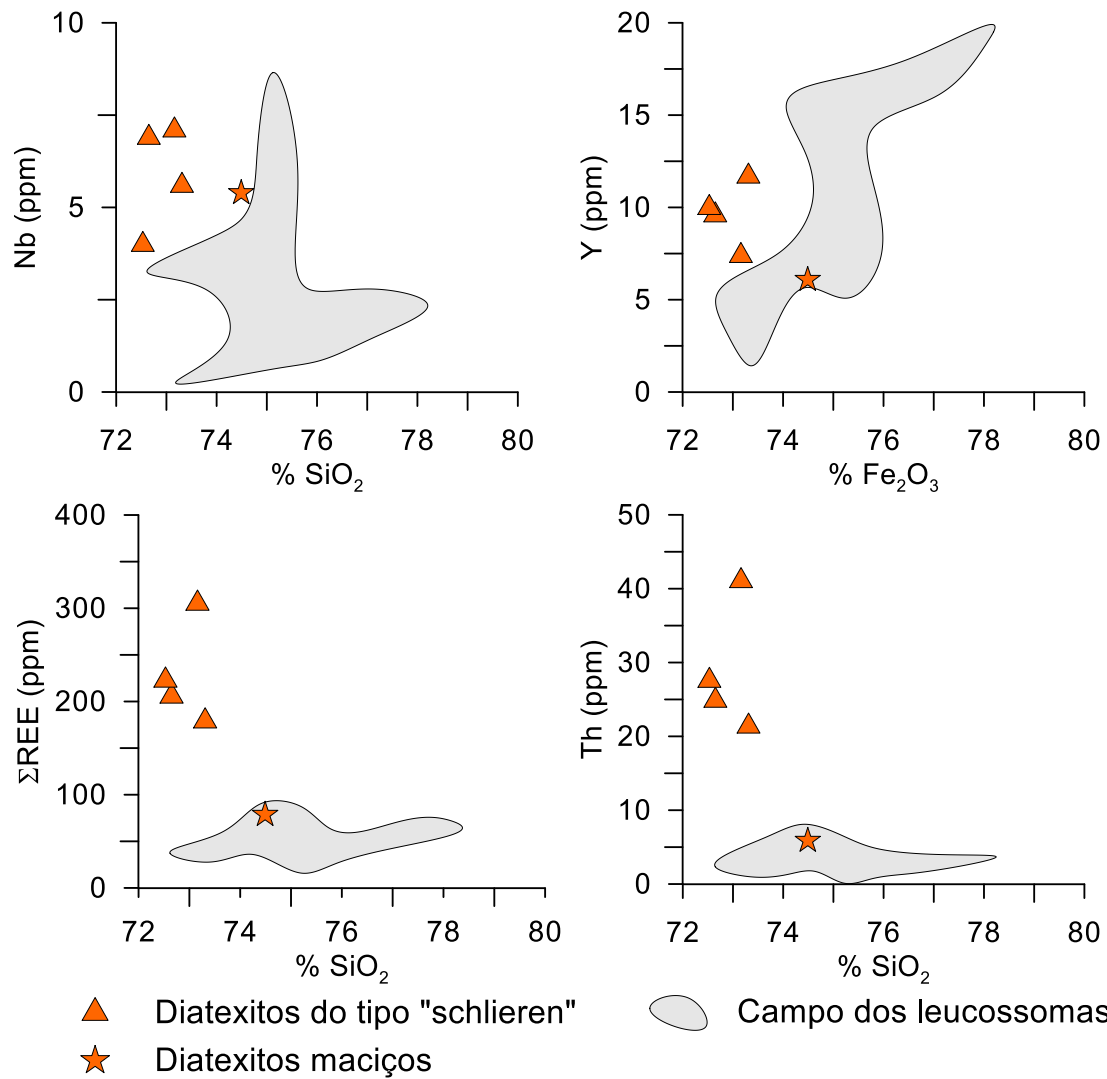


Figura VI.20: Diagrama de variação química de elementos traço para os diatexitos da região estudada. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragneisses e ortogneisses.

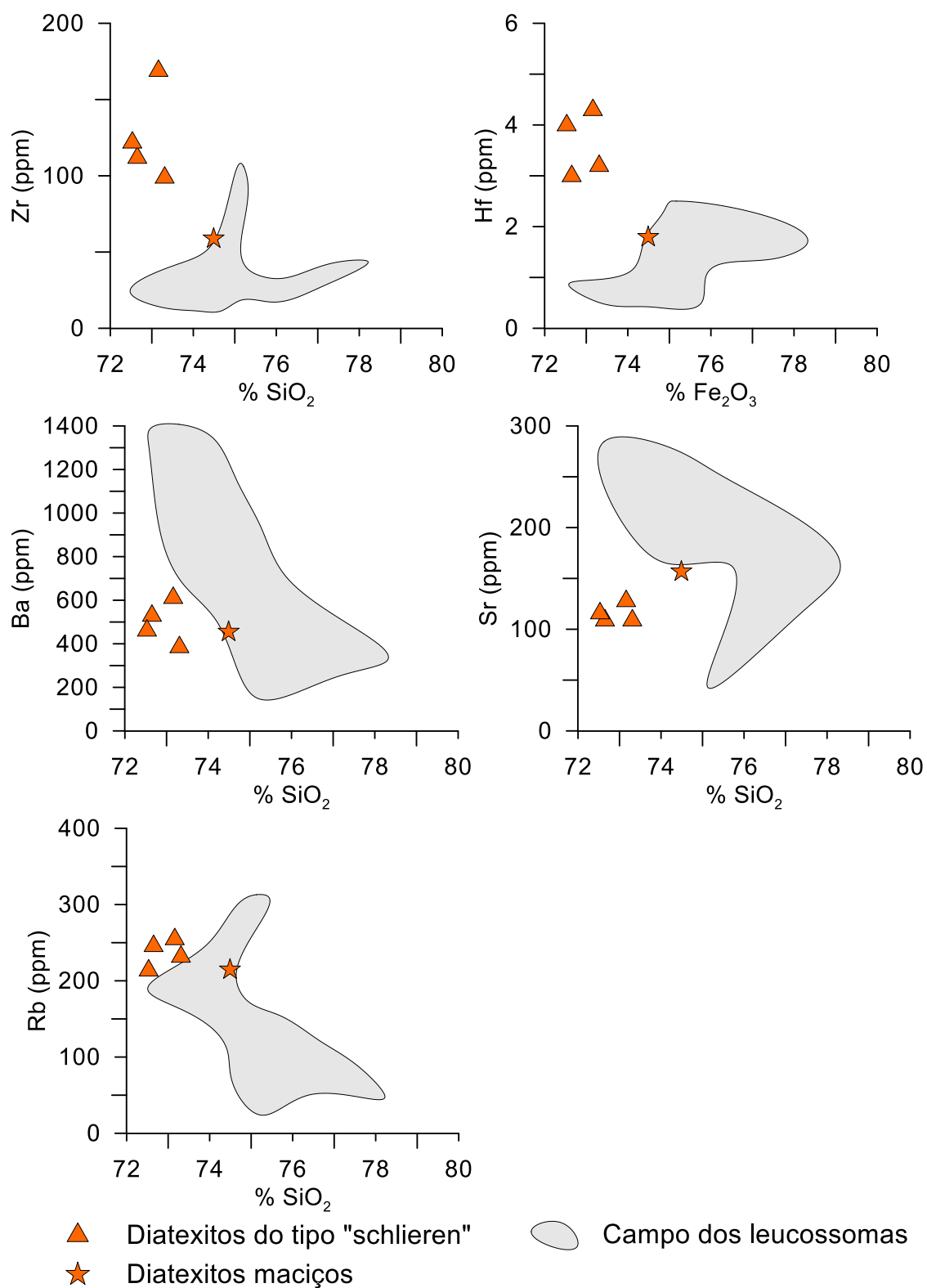


Figura VI.20: (Continuação) Diagrama de variação química de elementos traço para os diatexitos da região estudada. Para efeitos de comparação projetou-se também o campo dos leucossomas intercalados em paragnaisses e ortognaisses.

O caráter francamente menos ácido dos diatexitos “schlieren”, aliado ao seu enriquecimento nos elementos que são incorporados preferencialmente pela biotite, apatite e zircão comprova a sua derivação a partir de fundidos variavelmente contaminados com material residual rico nestes minerais, em concordância com as evidências de campo e da análise petrográfica.

Em contrapartida, os diatexitos maciços apresentam composições quimicamente mais evoluídas, que se sobrepõem parcialmente com o campo definido pelos leucossomas (Figs. VI.19 e VI.20), o que vem reforçar a hipótese de terem sido originados a partir de líquidos resultantes do mesmo tipo de fontes, em condições de taxas de fusão mais altas.

De notar que os valores de Al_2O_3 , CaO , Na_2O , Ba , Rb e Sr nos dois tipos de diatexitos (“schlieren” e maciços) são bastante semelhantes sugerindo que as proporções relativas e composições do feldspato potássico e da plagioclase presentes nestas rochas não diferem significativamente (Figs. VI.19 e VI.20). Admite-se, por isso, que os diatexitos maciços da região estudada representam os produtos da cristalização fraccionada de porções de “melt” eficientemente segregadas do resíduo sólido, enquanto a gênese dos diatexitos “schlieren” terá envolvido líquidos anatéticos, também fracionados, que sofreram contaminação, de extensão variável, com a componente refratária.

Perfis de Terras Raras (REE)

A análise dos diagramas de REE das amostras de diatexitos “schlieren” e maciços permite confirmar, em grande parte, as conclusões retirada na seção precedente (Fig. VI.21a-b). Com efeito, os diatexitos “schlieren” possuem teores relativamente altos em REE ($\Sigma\text{REE} = 179\text{-}305$ ppm), perfis bastante inclinados ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 26,63 - 79,37$) e anomalias negativas em Eu ($\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}^*_\text{N}=0,24\text{-}0,30$), apontando para a ocorrência de quantidades significativas de cristais de origem restítica nestas litologias (Fig.VI.21a). Verifica-se ainda que existe um elevado grau de sobreposição entre os seus padrões de REE e os dos paragneisses, constituindo mais uma evidência dos efeitos da contaminação destes líquidos com material metassedimentar.

É de salientar, contudo, que as suas razões LREE/ HREE são em geral superiores às dos paragneisses encaixantes (Fig.VI.21a), o que sugere a retenção no resíduo de fases minerais capazes de discriminar as HREE em relação às LREE, como é o caso da granada. Pode supor-se, assim, que a anatexia, em grande escala, da sequência paraderivada terá ocorrido em níveis estruturais algo mais profundos, produzindo um resíduo granulítico rico em granada refratária, que não está exposto na região.

Como seria previsível, a amostra de diatexito maciço tem um perfil de REE típico de líquidos graníticos diferenciados. Está empobrecida em REE ($\Sigma\text{REE} = 78 \text{ ppm}$), mostra um fracionamento moderado de LREE relativamente às HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 38,32$) e possui uma anomalia negativa de Eu bem definida ($\text{Eu}_N/\text{Eu}^*_N = 0,48$) (Fig. VI.21b).

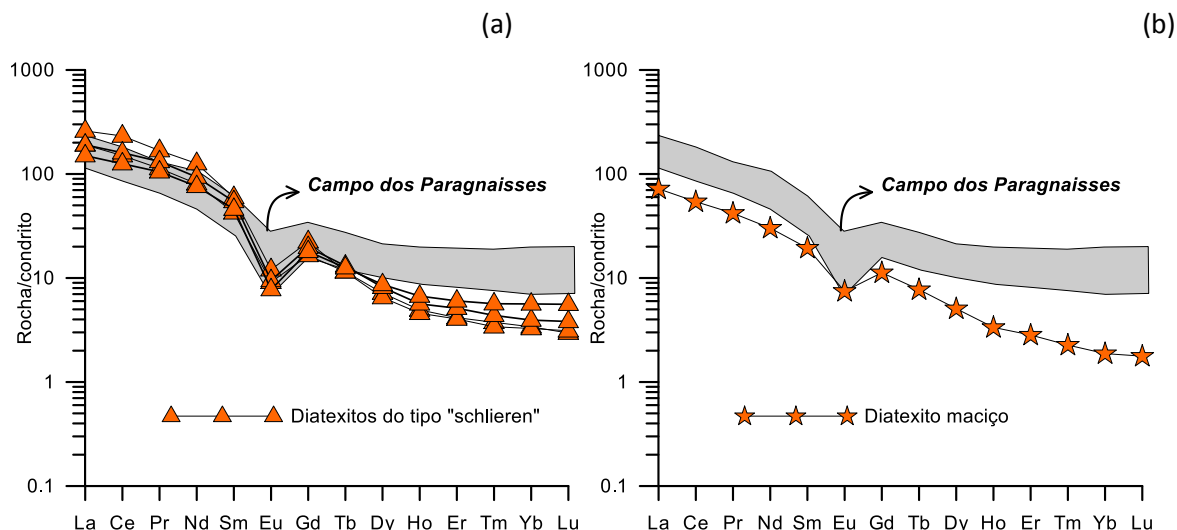


Figura VI.21: Perfis de terras raras das amostras de diatexitos. (a) diatexitos “schlieren”; (b) diatexito maciço. A sombreado, mostra-se o intervalo de composições em REE dos paragnaisse.

À semelhança do que acontece com os diatexitos “schlieren”, o perfil de REE desta amostra também é sub-paralelo ao dos paragnaisse embora mais fracionado (Fig. VI.21b), indicando uma proveniência a partir fontes metassedimentares em que a granada ficou retida resíduo.

VI.3.4. Maciço granítico de Banabuiú

Elementos maiores e traço

Para ilustrar a variabilidade composicional dos granitóides que integram o Maciço de Banabuiú, optou-se por utilizar o Fe_2O_3 como índice de diferenciação, uma vez que permite uma melhor discriminação química das diferentes unidades que o constituem.

Geoquimicamente, o granito de duas micas de Banabuiú corresponde a uma intrusão muito diferenciada, caracterizada por um espectro reduzido de valores SiO_2 e uma assinatura fortemente peraluminosa ($\text{SiO}_2 = 72\text{-}73\%$; $\text{A/CNK} = 1,23\text{-}1,24$). Nos diagramas de variação química das Figuras VI.22 e VI.23, é possível verificar que as amostras deste granito têm composições quase idênticas às dos diatexitos, distinguindo-se destes pelos seus teores ligeiramente mais alto em Rb.

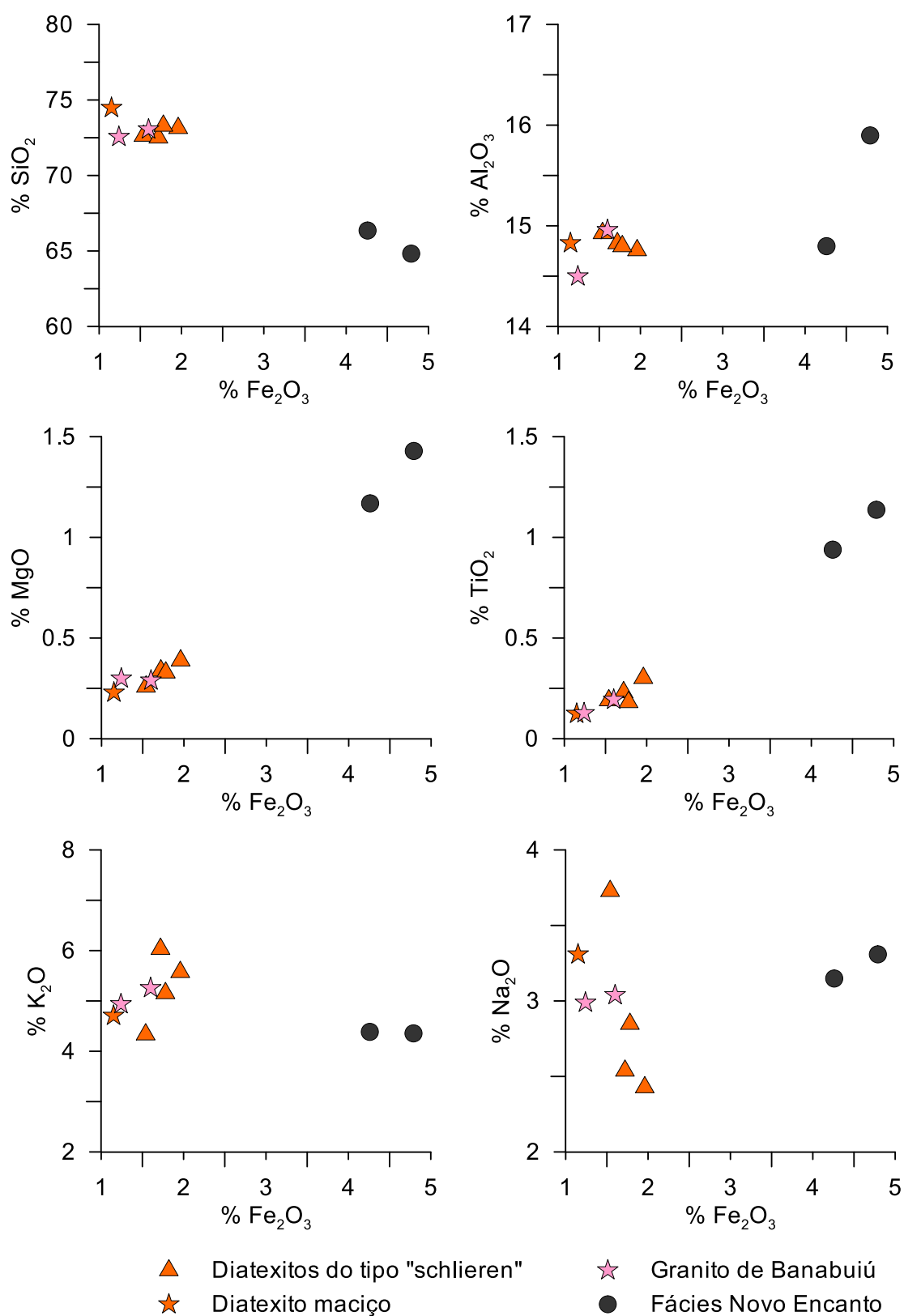


Figura VI.22: Diagramas de variação química de elementos maiores para o Granito de Banabuiú e o Granodiorito de Novo Encanto. Para efeitos de comparação projectaram-se também nestes diagramas as amostras de diatexitos.

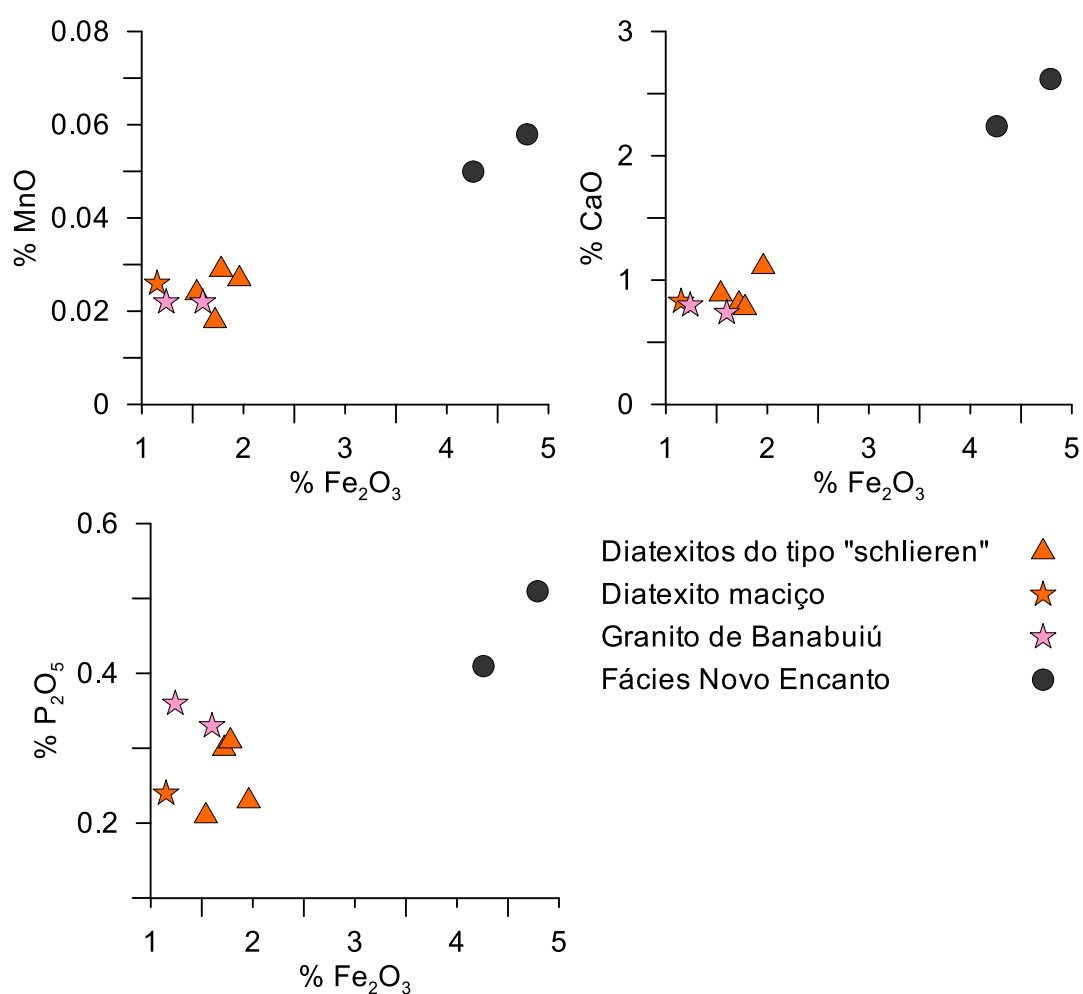


Figura VI.22: (Continuação) Diagramas de variação química de elementos maiores para o Granito de Banabuiú e o Granodiorito de Novo Encanto. Para efeitos de comparação projectaram-se também nestes diagramas as amostras de diatexitos.

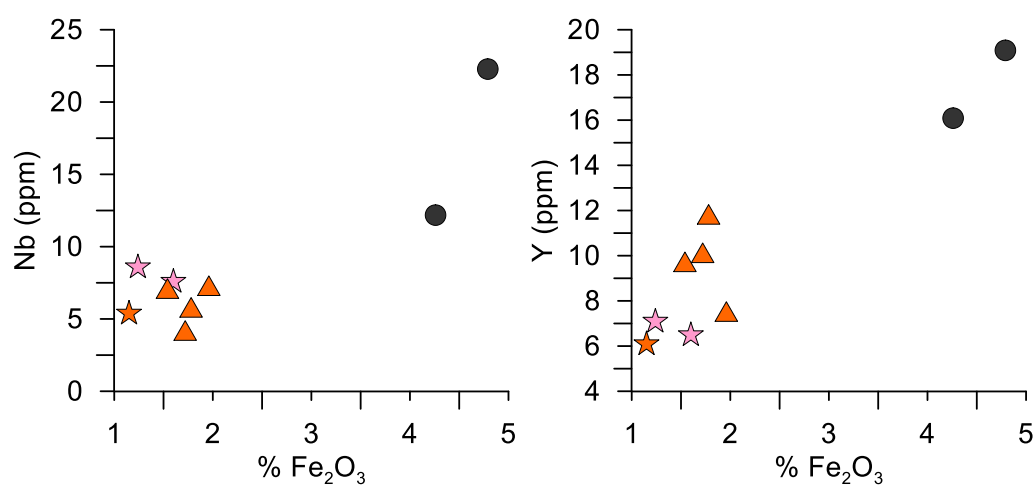


Figura VI.23: Diagramas de variação química de elementos traço para o Granito de Banabuiú e o Granodiorito de Novo Encanto. Para efeitos de comparação projectaram-se também nestes diagramas as amostras de diatexitos. Legenda acima.

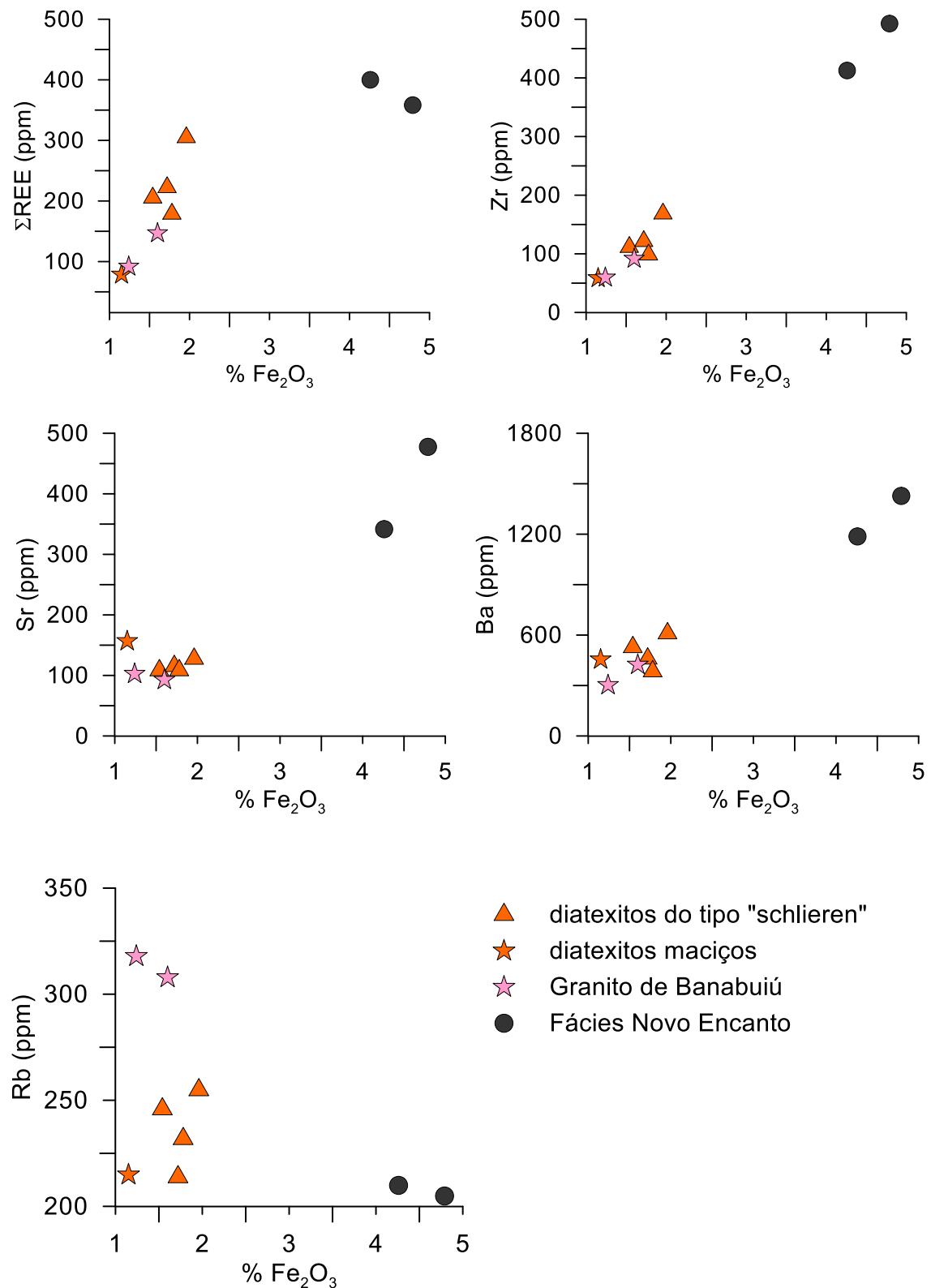


Figura VI.23: (Continuação) Diagramas de variação química de elementos traço para o Granito de Banabuiú e o Granodiorito de Novo Encanto. Para efeitos de comparação projectaram-se também nestes diagramas as amostras de diatexitos.

As suas baixas concentrações em MgO, TiO₂, Ba, Sr, Σ REE e HFSE e elevadas razões A/CNK, Al₂O₃/TiO₂ e Rb/Sr são compatíveis com uma filiação de tipo-S, i.e., com uma origem por fusão parcial de protólitos metassedimentares supracrustais (metapelitos e/ou metagrauvaques) (Chappel & White, 1974, 1984, 1992).

O fato de existir um elevado grau de sobreposição composicional entre as amostras do granito de duas micas e dos diatexitos sugere uma forte relação genética entre estas rochas e leva a crer que o magma granítico represente o estágio mais avançado do processo de anatexia crustal que ocorreu na região no final da Orogenia Brasileira.

De todas as litologias estudadas, o granodiorito biotítico de Novo Encanto é o mais singular, diferenciando-se claramente do granito de duas micas, dos diatexitos e dos leucossomas pelas suas composições mais máficas e menos peraluminosas (SiO₂ = 64,8 – 66,4%; A/CNK = 1,05 – 1,06). Apresenta também um marcado enriquecimento em MgO, TiO₂, MnO, CaO, P₂O₅, Nb, Y, Σ REE, Zr, Sr e Ba e valores baixos de Rb (Figs. VI.22 e VI.23). As suas características químicas não são facilmente conciliáveis com uma derivação a partir de fontes exclusivamente metassedimentares, favorecendo uma origem mista para os seus precursores magmáticos, seja por hibridização entre magmas gabróicos mantélicos e líquidos félsicos de anatexia crustal, seja por fusão de materiais ígneos infracrustais de natureza heterogénea (máficos / félsicos).

As relações de “mixing /mingling” observadas no campo entre o granodiorito biotítico de Novo Encanto e o granito de duas micas de Banabuiú mostram que ocorreram processos de interacção entre os dois tipos de magmas, sendo, por isso, possível que o próprio granodiorito corresponda já a um termo híbrido. Com efeito, em diagramas como os de SiO₂, TiO₂, MnO, MgO, CaO, Y, Σ REE, Zr, Sr e Ba (Figs. VI.22 e VI.23), as amostras das duas intrusões parecem definir alinhamentos retilíneos, corroborando o eventual envolvimento de mecanismos de mistura de magmas na formação da fácies Novo Encanto. No entanto, dado o reduzido número de amostras disponíveis, torna-se inviável estabelecer constrangimentos mais precisos sobre a génese deste corpo ígneo.

Perfis de Terras Raras (REE)

Em termos da sua composição em terras raras, as amostras do granito de Banabuiú mostram um distinto enriquecimento em LREE relativamente às HREE (La_N/Yb_N = 32,59 – 66,67) e marcadas anomalias negativas de európio (Eu_N/Eu_N* = 0,28-0,32) (Fig. VI.24). Tal como foi referido a propósito dos diatexitos maciços, as baixas concentrações de REE (Σ REE = 92-147 ppm) e a presença de anomalias negativas de Eu confirmam a hipótese destas rochas representarem os termos mais evoluídos de um

processo de diferenciação magmática envolvendo a extração de plagioclase (Eu) e de minerais acessórios concentradores de REE (apatite, monazite, zircão), enquanto as elevadas razões LREE/HREE poderão estar relacionadas com a retenção de granada no resíduo refratário durante o evento de anatexia crustal.

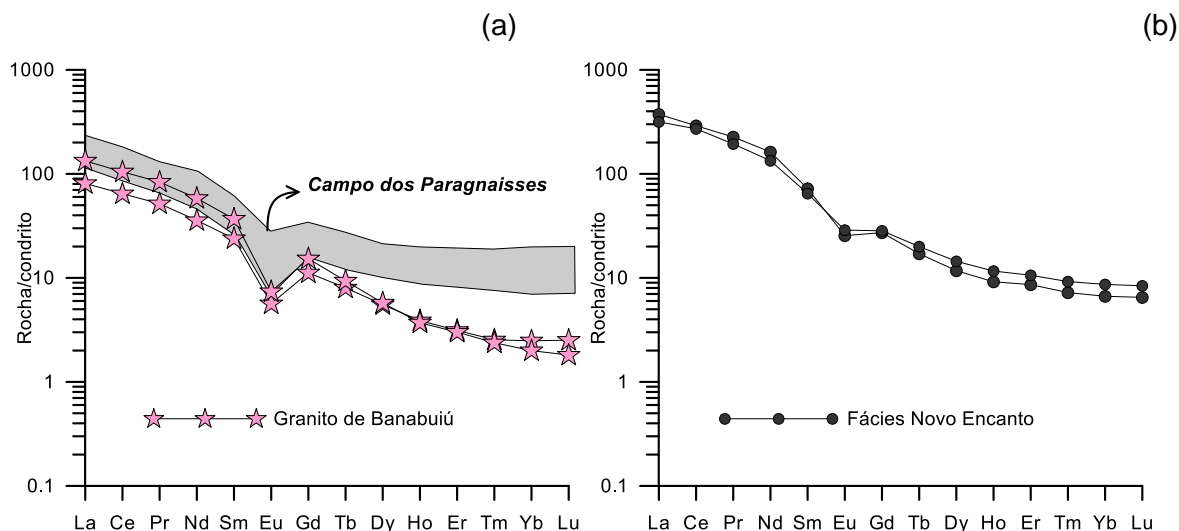


Figura VI.24: Perfis de terras raras das amostras das diferentes unidades presentes no Maciço de Banabuiú (a) granito de duas micas de Banabuiú; (b) granodiorito de Novo Encanto.

Por outro lado, o visível enriquecimento em REE, em especial nas LREE, nas duas amostras do granodiorito de Novo Encanto ($\Sigma\text{REE} = 358\text{-}400$ ppm; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 36,53\text{-}56,08$), assim como as suas fracas anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}_N/\text{Eu}^*_N = 0,51\text{-}0,61$) (Fig. VI.24b) são características comuns de líquidos produzidos pela hibridização de magmas de composição e proveniência distinta (básicos mantélicos e ácidos crustais) e subsequentemente afetados por cristalização fracionada.

Conclui-se, assim, que durante as fases finais do levantamento da cadeia Brasileira, a fusão parcial em grande escala de materiais da crosta continental superior foi acompanhada pela intrusão, em menor extensão, de magmas máficos de origem mais profunda.

VI.4. Geologia Isotópica

O estudo dos isótopos na Geologia tem-se revelado uma importante ferramenta na datação das rochas, na interpretação de processos petrogenéticos e em estudos de proveniência. Esta seção inicia-se com um breve resumo dos princípios e fundamentos teóricos em que se baseia a Geologia Isotópica, após o que se apresentam e discutem os resultados isotópicos Sr-Nd obtidos em algumas das amostras da região em investigação.

VI.4.1. Introdução

Os núcleos dos átomos de um mesmo elemento químico possuem sempre o mesmo número de prótons (Z), mas o seu número de neutrões (N) pode variar. Chamam-se isótopos de um elemento, aos átomos desse elemento com o mesmo número atómico (Z) e diferente número de massa ($A = Z + N$).

Embora o núcleo do átomo represente apenas uma pequena porção do seu volume total, é nele que está contida a maior parte da sua massa porque os prótons e os neutrões que o constituem têm uma massa muito superior à dos electrões que gravitam à sua volta.

A estabilidade nuclear depende das forças de repulsão e de atracção entre as partículas que o compõem. Se a repulsão se sobrepõe à atracção, o núcleo desintegra-se emitindo partículas e/ou radiação, enquanto se prevalecer a atracção, o núcleo é estável. O processo pelo qual os isótopos instáveis se decompõem espontaneamente até atingirem uma configuração nuclear estável é designado por decaimento radioativo.

O decaimento radioactivo consiste, assim, na transformação de um isótopo instável, também chamado radioactivo ou isótopo-pai, num isótopo estável radiogénico (ou isótopo-filho) de número atómico e/ou massa atómica diferentes. Os principais mecanismos de decaimento radioactivo são: a) o decaimento alfa b) o decaimento beta; c) o decaimento por captura electrónica e d) a fissão nuclear (Faure, 1986).

De acordo com a teoria de Rutherford e Soddy, o número de átomos do isótopo parental instável que se desintegra por unidade de tempo é proporcional ao número de átomos desse isótopo remanescente no sistema ao fim do tempo t (Faure, 1986). Com base neste pressuposto, foi possível deduzir a lei fundamental do decaimento radioactivo que é traduzida pela seguinte equação:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \text{ (equação 1)}$$

em que:

D - o número de átomos do isótopo-filho presentes no sistema ao fim do tempo t .

D_0 - o número de átomos do isótopo-filho presentes originalmente no sistema ($t=0$).

N - quantidade de átomos do isótopo-pai remanescentes no sistema ao fim do tempo t .

λ - constante de decaimento.

Como a velocidade de decaimento radioactivo é constante e não é afetada nem por variações nas condições de pressão e temperatura, nem pelas reacções químicas em que os isótopos estão envolvidos, pode usar-se a razão entre o número de átomos do

isótopo-pai e do isótopo-filho de uma rocha ou mineral para determinar a sua idade absoluta, desde que a constante de decaimento (λ) seja conhecida. Além da sua aplicação na datação de rochas e minerais (Geocronologia), os isótopos têm vindo a ser cada vez mais utilizados, sobretudo nas últimas décadas, como traçadores de processos geoquímicos (Geoquímica Isotópica).

Dos vários sistemas isotópicos com aplicação em Geologia, os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd estão entre os que fornecem informação mais relevante sobre a natureza das fontes e processos envolvidos na génese de rochas e minerais.

VI.4.2. Sistema Rb-Sr

O rubídio (Rb) é um metal alcalino (grupo IA) que tende a substituir o potássio na estrutura cristalina dos feldspatos e das micas. Tem dois isótopos naturais: o isótopo estável ^{85}Rb com uma abundância de 72,17%; e o isótopo ^{87}Rb que é radioativo e tem uma abundância de 27,83% (Dickin, 1995). O ^{87}Rb decai para ^{87}Sr por emissão de uma partícula β .

O estrôncio (Sr) é um metal alcalino-terroso (grupo IIA) que, por ter uma valência igual à do cálcio e um raio iónico semelhante, é incorporado na estrutura cristalina de vários minerais ricos em Ca (e.g. plagioclase, apatite, calcite). Para além do isótopo radiogénico ^{87}Sr , este elemento possui mais três isótopos estáveis: ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{88}Sr .

O decaimento de ^{87}Rb para ^{87}Sr constitui a base do método de datação Rb-Sr. O crescimento do estrôncio radiogénico num mineral/rocha contendo rubídio pode ser traduzido pela seguinte equação derivada da lei da radioatividade (Faure, 1986):

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)(e^{\lambda t} - 1)$$

em que:

^{87}Sr - número total de átomos do isótopo-filho (^{87}Sr) presentes actualmente na amostra;

$^{87}\text{Sr}_0$ - número de átomos do isótopo-filho (^{87}Sr) que existiam quando a rocha ou mineral se formaram;

^{87}Rb - número de átomos do isótopo-pai (^{87}Rb) presentes actualmente na amostra;

^{86}Sr - número de átomos do isótopo estável ^{86}Sr

λ - constante de decaimento.

Por questões de facilidade de medição, os valores de ^{87}Sr , $^{87}\text{Sr}_0$ e ^{87}Rb são normalizados para o isótopo estável ^{86}Sr que não é produzido durante o decaimento radioativo. A constante de decaimento para o par isotópico ^{87}Rb - ^{87}Sr tem um valor de

$1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹, equivalendo a um tempo de meia vida de 48 Ga (Neumann & Huster, 1976).

VI.4.3. Sistema Sm-Nd

O samário (Sm) e o neodímio (Nd) pertencem ao grupo das terras raras leves. Não formam, em geral, minerais próprios, ocorrendo em substituição dos elementos maiores na estrutura de minerais como os feldspatos, micas, granada, monazite, zircão, apatite, etc.). O Samário tem 5 isótopos naturais estáveis e dois radioativos (¹⁴⁷Sm e ¹⁴⁸Sm), enquanto o Neodímio tem 7 isótopos naturais, um dos quais é radiogénico (¹⁴³Nd) e resulta do decaimento do ¹⁴⁷Sm por emissão de uma partícula α .

A equação fundamental do decaimento radioativo aplicada a este sistema é traduzida pela seguinte relação (Faure, 1986):

$$\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}}\right) (e^{\lambda t} - 1)$$

em que:

¹⁴³Nd - número total de átomos do isótopo-filho presentes atualmente na amostra;

¹⁴³Nd₀ - número de átomos do isótopo-filho que existiam quando a rocha ou mineral se formou;

¹⁴⁷Sm - número de átomos do isótopo-pai presentes atualmente na amostra;

¹⁴⁴Nd – número de átomos do isótopo estável ¹⁴⁴Nd

λ - constante de decaimento.

Tal como no caso do sistema Rb-Sr, as quantidades de átomos dos isótopos pai e filho (¹⁴⁷Sm, ¹⁴³Nd, ¹⁴³Nd₀) são expressas em termos das suas razões em relação a um isótopo de referência (¹⁴⁴Nd). A constante de decaimento para este sistema isotópico é de $6,54 \times 10^{-12}$ anos⁻¹, correspondendo a um tempo de meia vida de 106 Ga (Lugmair & Marti, 1978).

VI.4.4. Geoquímica isotópica Sr-Nd

O comportamento dos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd ao longo do tempo geológico é hoje bem conhecido, permitindo, em muitas situações, estabelecer constrangimentos sobre a proveniência das rochas e a natureza dos processos envolvidos na sua petrogenese.

Na altura da sua formação, há aproximadamente $4,6 \times 10^9$ anos, a Terra constituiu um reservatório uniforme com razões Rb/Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, Sm/Nd e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd idênticas às dos outros materiais do sistema solar. Em fases subsequentes da evolução do planeta, a

crusta diferenciou-se do manto e o Rb, devido ao seu carácter mais incompatível do que o do Sr, foi extraído ao manto e adicionado à crosta, enquanto o Sr ficou mais enriquecido no manto. Com o decaimento de ^{87}Rb para ^{87}Sr , as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentaram em ambos os reservatórios, mas as composições isotópicas dos materiais crustais ($> \text{Rb/Sr}$) foram-se tornando progressivamente mais radiogénicas do que as das rochas mantélicas ($< \text{Rb/Sr}$).

Dado que os coeficientes de partilha do Sm nas paragéneses mantélicas são significativamente mais altos do que os do Nd, o sistema Sm-Nd seguiu uma trajectória inversa, levando à retenção do Sm no manto e à incorporação do Nd na crosta. Como resultado da desintegração do $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sofreram um incremento muito mais pronunciado nas litologias com razões Sm/Nd altas (manto) do que nas que possuíam razões Sm/Nd baixas (crosta).

Através de estudos isotópicos em condritos e rochas lunares, foi possível determinar as razões Rb/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no manto primordial, antes da diferenciação da crosta. Com base nestes valores, podem comparar-se as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de qualquer amostra com as do manto primordial, num qualquer tempo t . Para o efeito, usa-se, em geral, o parâmetro épsilon (ϵ) introduzido por De Paolo e Wasserburg (1976):

$$\epsilon_{\text{Sr}(t)} = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Amostra}(t)}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}(t)}} - 1 \right] \times 10^4 ; \epsilon_{\text{Nd}(t)} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Amostra}(t)}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right] \times 10^4$$

em que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{UR}}$ se referem aos valores determinados para o manto primordial a partir da análise de meteoritos acondríticos basálticos e amostras lunares (*Uniform Reservoir – UR*), enquanto as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ foram obtidas em meteoritos condríticos (*Chondritic Uniform Reservoir – CHUR*).

Conjugando os dados isotópicos Sr-Nd obtidos em rochas basálticas, verificou-se que o manto é extremamente heterogéneo, incluindo vários tipos de reservatórios. As porções do manto que estiveram envolvidas em processos de fusão parcial prévios (*manto empobrecido*) tendem a apresentar valores positivos de ϵ_{Nd} e negativos de ϵ_{Sr} , enquanto, por outro lado, as assinaturas isotópicas dos reservatórios mantélicos pouco fraccionados e/ou primitivos se distribuem em torno da composição do manto homogéneo primordial (*Bulk Earth*). Já as zonas do manto afetadas por processos de metassomatismo / injeção de material crustal (*manto enriquecido*) possuem razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ baixas e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variáveis, ao passo que os efeitos da contaminação do manto com crosta oceânica antiga alterada (manto *HIMU*) se traduzem por razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixas e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ intermédias.

Em contraste, a crosta continental superior é caracterizada por razões Rb/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ claramente inferiores às do manto, pelo que todos os magmas resultantes da fusão parcial de protólitos crustais antigos se distinguem claramente dos de origem mantélica pelos seus valores positivos de ϵSr e fortemente negativos de ϵNd .

VI.4.5. Idades modelo (T_{DM})

O cálculo das idades-modelo permite estimar o tempo decorrido desde que uma dada rocha crustal se separou do manto. Partindo do pressuposto que a razão Sm/Nd da rocha não se modificou desde que esta foi extraída do seu reservatório-fonte, pode determinar-se a sua idade-modelo usando um dos seguintes modelos:

(a) o modelo CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*), em que a idade modelo T_{CHUR} mede o intervalo de tempo que decorreu desde que a razão isotópica da rocha era igual à do reservatório condritico uniforme

(b) o modelo do manto empobrecido (*Depleted Mantle - DM*), em que a idade modelo T_{DM} se refere ao tempo transcorrido desde que a rocha tinha uma composição isotópica igual à deste reservatório mantélico (De Paolo, 1981).

Tendo em conta que as regiões do manto a partir das quais se gerou a crosta continental ficaram enriquecidas em Sm ($> \text{Sm}/\text{Nd}$) relativamente ao CHUR, as idades T_{DM} fornecem uma melhor aproximação da idade do episódio de extração crustal e são, por isso, mais utilizadas (Dickin, 2005). A sua determinação é feita através da seguinte expressão:

$$T_{\text{DM}} = \frac{\ln \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]}{\lambda}$$

VI.4.6. Resultados isotópicos Sr-Nd

Das amostras dos diferentes litótipos representados na região em estudo, selecionaram-se seis para análise conjunta nos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd. As suas razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ estão compiladas no Anexo 2.

Segundo a bibliografia mais recente, a idade do evento anatótico Brasileiro no sector estudado terá ocorrido aos 595 Ma, enquanto a intrusão do granito de duas micas de Banabuiú terá sido algo mais tardia (ca. 580 Ma) (Lima *et al.*, 2010, Lima, 2014). A idade de 595 Ma foi usada, por isso, no cálculo das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das rochas migmatíticas, bem como na determinação dos seus respetivos valores de ϵSr_i

e de ϵNd_i (Tabela VI.3). Para o granito de duas micas de Banabuiú e para o granodiorito biotítico de Novo Encanto assumiu-se uma idade de cristalização de 580 Ma, já que as duas intrusões parecem ser contemporâneas (Tabela VI.3).

Tabela VI.3: Intervalo de variação das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e dos valores de ϵSr e ϵNd nos diferentes litótipos estudados. Na última coluna apresentam-se também as suas idades T_{DM} .

Litótipos	Idades U-Pb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ϵSr_i	ϵNd_i	T_{DM} (Ga)
Paragneisses	595 Ma	0,660702	0,510924	-612,46	-18,49	2,30
		0,743603	0,510960	565,43	-17,79	2,38
Leucossomas em paragneisse	595 Ma	0,749358	0,510789	647,19	-18,35	2,34
		0,823717	0,510932	1703,72	-21,13	2,49
Ortogneisses	595 Ma	0,708749	0,510943	70,22	-17,02	1,95
		0,737348	0,510999	476,56	-18,12	2,34
Leucossomas em ortogneisse	595 Ma	0,737568	0,510962	482,45	-17,75	2,22
Diatexitos do tipo “schlieren”	595 Ma	0,720845	0,510872	242,08	-18,70	2,35
		0,740238	0,510913	517,62	-19,51	2,57
Diatexitos maciços	595 Ma	0,715557	0,510939	166,94	-18,19	2,72
Granito de duas micas	580 Ma	0,720106	0,510910	231,32	-19,06	2,68
		0,722778	0,510914	269,30	-19,13	2,85
Fácies Novo Encanto	580 Ma	0,709496	0,511113	80,59	-15,28	1,88

A variabilidade das composições isotópicas dos diferentes litótipos, expressa em notação épsilon está ilustrada na Figura VI.25a-b. Como se pode observar nesta diagrama, a maioria das amostras analisadas apresentam valores positivos de ϵSr_i e valores negativos de ϵNd_i , projetando-se no quadrante inferior direito do diagrama ϵSr_i vs ϵNd_i , proposto por De Paolo & Wasserburg (1976), o que sugere uma contribuição importante de fontes supracrustais com longos tempos de residência na sua petrogénese.

A forte dispersão dos valores de ϵSr_i nas rochas migmatíticas (ϵSr_i entre -612,46 e +1703,72), em particular nos leucossomas cumulados e nos paragneisses revela que o sistema isotópico Rb-Sr foi intensamente perturbado por ação de fluidos metamórficos e/ou hidrotermais tardios, chegando a produzir um valor de ϵSr_{595} geologicamente irrealista (negativo) numa amostra de paragneisse (Fig. VI.25a).

Em contraste, os valores de ϵNd_{595} obtidos na maior parte das amostras de paragneisses, ortogneisses, leucossomas e diatexitos são consideravelmente

homogêneos, não diferindo entre si por mais de duas unidades de ϵ (ϵNd_i de -17,02 a -19,51). A uniformidade encontrada constitui, assim, mais uma evidência de que os fundidos anatéticos (leucossomas e diatexitos) poderão ter derivado da fusão parcial de protólitos com composições comparáveis às dos paragneisses e ortogneisses expostos na região.

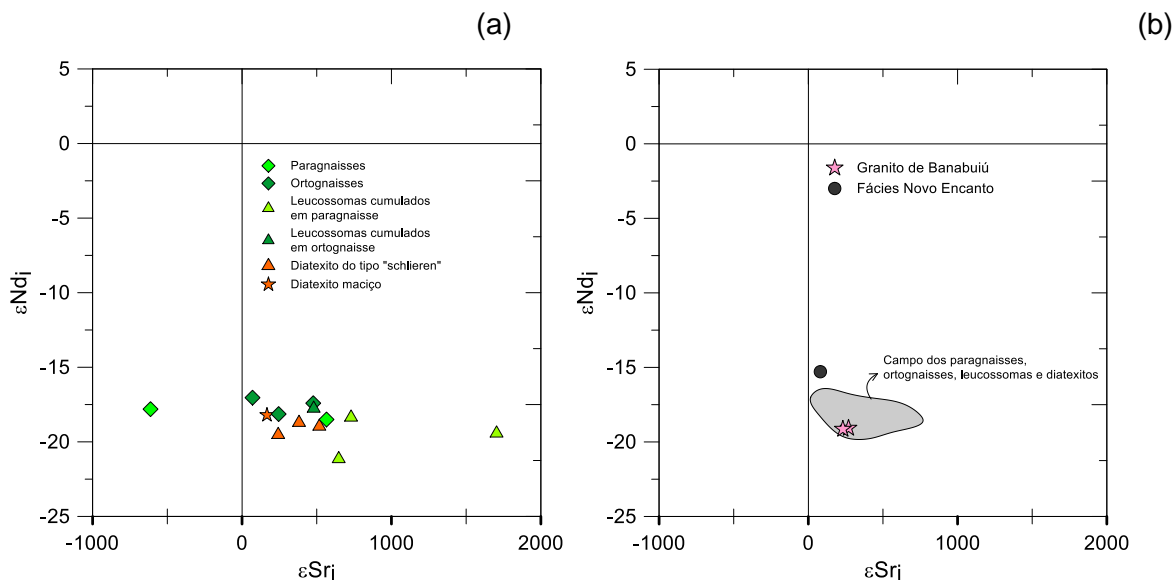


Figura VI.25: Diagrama ϵSr_i vs ϵNd_i (DePaolo & Wasserburg, 1976): (a) Rochas do Complexo Gnáissico- Migmatítico; (b) Granitóides Brasileiros.

Do mesmo modo, o elevado grau de sobreposição entre os valores de ϵNd_i do granito de Banabuiú e os dos leucossomas e diatexitos (Fig. VI.25b) aponta para uma origem a partir do mesmo tipo de fontes, corroborando a hipótese deste magma representar o estágio mais avançado do processo de anatexia crustal que ocorreu no sector em estudo no final da Orogenia Brasileira.

A amostra do granodiorito de Novo Encanto distingue-se de todas as restantes pelo seu carácter mais radiogénico ($\epsilon\text{Nd}_i = -15,28$; Fig. VI.25b), o que, à partida, parece ser consistente com uma derivação por hibridização e/ou contaminação de magmas básicos provenientes do manto (ϵNd_i positivo) com fundidos félsicos crustais (ϵNd_i negativo).

VI.4.7. Idades modelo (T_{DM})

As idades modelo das amostras estudadas são apresentadas na Tabela VI.3. Tendo em conta que o significado destas idades se baseia no pressuposto de que a razão Sm/Nd da rocha não foi alterada pelos processos geológicos que ocorrem na crosta (Liew & McCulloch, 1985), não se determinaram as idades T_{DM} nas amostras com

indícios de terem sofrido fracionamento isotópico durante o metamorfismo (razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,12$).

Com exceção do granodiorito de Novo Encanto que possui uma idade T_{DM} claramente mais jovem do que as dos outros litótipos, indiciando o possível envolvimento de magmas juvenis na sua petrogénese, as amostras de leucossomas, diatexitos e do próprio granito de Banabuiú exibem idades modelo bastante mais antigas ($T_{\text{DM}} = 2,22\text{-}2,85$ Ga), compatíveis com uma origem por anatexia de rochas exclusivamente supracrustais.

Apesar do reduzido número de amostras analisadas, as idades T_{DM} dos leucossomas, diatexitos e granito de Banabuiú são tendencialmente superiores às dos ortognaisses ($T_{\text{DM}} = 1,95\text{-}2,34$ Ga), aproximando-se mais das encontradas nos paragnaisses ($T_{\text{DM}} = 2,30\text{-}2,38$ Ga), sugerindo, assim, que os “melts” produzidos durante o evento metamórfico de alto grau resultaram de protólitos com composições semelhantes às dos metapelitos e metagrauvaques que integram a sequência paraderivada, tal como foi exposto ao longo deste capítulo.

CAPÍTULO VII: CONCLUSÕES

A área de estudo localiza-se no Domínio Ceará Central (DCC), junto à fronteira com o Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ). É constituída principalmente pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico (paragnaisses e ortognaisses migmatíticos) e pelo granito de Banabuiú.

Com base nos dados obtidos no trabalho de campo, no estudo petrográfico das amostras, nas análises químicas e isotópicas de rocha total tiram-se as seguintes conclusões:

- As rochas para- e ortoderivadas foram afetados por migmatização durante o ciclo Orogénico Brasileiro/Pan-Africano, dando origem a migmatitos com morfologias muito diversas (metatexitos estromáticos, diatexitos nebulíticos, diatexitos “schollen”, diatexitos “schlieren” e diatexitos maciços). Tanto nos paragnaisses como nos ortognaisses, a estrutura dominante é o bandado estromático conferido pela presença de leucossomas intercalados.
- As relações geométricas entre leucossomas e hospedeiros sugerem que o episódio anatético ocorreu essencialmente durante a D_3 . No entanto as condições metamórficas para o início da fusão podem ter sido atingidas durante a D_2 , uma vez que existem alguns leucossomas concordantes às estruturas desta fase de deformação.
- A ausência de melanossomas nos contatos entre leucossomas e hospedeiros indica que os fundidos não se encontram “in situ”. Assim, os abundantes volumes de leucossomas intercalados nestas rochas parecem ter sido gerados em níveis estruturais algo mais profundos e injetados sob a forma de veios leucocráticos, o que permite interpretar o complexo gnáissico-migmatítico como um complexo anatético de injeção.
- Os paragnaisses e ortognaisses apresentam evidências de ter sido, eles próprios, afetados por fusão parcial. A presença de biotite excedentária nos paragnaisses sugere que as temperaturas do clímax metamórfico se situaram nas proximidades do ponto em que estas rochas cruzaram a curva de desidratação da biotite (850° -

900°C) a pressões superiores a 6 kbar, já que não existem indícios da granada ter sido destabilizada, nem da formação de cordierite.

- Nos estágios terminais da D₃, a par com a cristalização dos veios leucocráticos, teve lugar a intrusão dos magmas diatexiticos e do próprio granito de Banabuiú que marcam a última etapa da atividade ígnea. A identificação de pequenos corpos intrusivos de composição granodiorítica (Fácies Novo Encanto) mostrando relações de mistura com o granito de Banabuiú, aponta para que o magma granítico tenha interagido com líquidos mais básicos provenientes de fontes ígneas infracrustais e/ou do manto, durante a sua instalação.
- Os leucossomas, os diatexitos e o granito de Banabuiú possuem graus de peraluminosidade elevados e apresentam características geoquímicas típicas de leucogranitos, o que sugere que os seus magmas provêm da anatexia de protólitos crustais ricos em aluminossilicatos. A análise dos diagramas de variação química permite afirmar que os leucossomas associados às litologias orto- e para-derivadas têm uma composição semelhante e descrevem alinhamentos coerentes com os paragneisses hospedeiros. Admite-se assim, que a geração de todos os “melts” ocorreu em níveis crustais mais profundos, a partir da anatexia de litologias metassedimentares, semelhantes aos paragneisses estudados.
- A análise dos perfis de terras raras dos diferentes leucossomas/veios leucocráticos mostra que os fundidos foram sujeitos a um processo diferenciação magmática controlado por acumulação, cristalização fracionada e contaminação, em graus variáveis, com o resíduo sólido. Os diatexitos representam os produtos da cristalização fracionada desses fundidos com contaminações variáveis de material residual. Por fim, o granito de duas micas de Banabuiú possui uma composição semelhante aos diatexitos, o que sugere que estas rochas representam os termos mais evoluídos do processo magmático.
- Os dados isotópicos (Sr-Nd) apontam para que os veios leucocráticos, os diatexitos e o granito de Banabuiú tenham partilhado a mesma fonte. As idades T_{DM} destas litologias aproximam-se das idades encontradas nos paragneisses, sugerindo que os fundidos poderão ter resultado da anatexia, em grande escala, de protólitos de composição semelhante aos paragneisses que afloram na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Almeida, F.F.M.De., Hasui, Y., Brito Neves, B.B.De., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. Simpósio de Geologia Do Nordeste, 8, Campina Grande, Boletim de Resumos, 6, 363–391.
- Almeida, F.F.M.De., Hasui, Y., Brito Neves, B.B.De., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews.*, 17, 1-29.
- Almeida, F.F.M.De., Brito Neves, B.B.De., Dal Ré Carneiro, C., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews.*, 50(1-2), 77–111.
- Amaral, W.S., 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico adjacentes ao Arco Magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 256 p.
- Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Wernick, E., Matteini, M., Dantas, E.L., 2010. U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology of rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. VII-SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, Brasília. CD-ROM.
- Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Wernick, E., Nogueira Neto, J.A., Dantas, E.L., Matteini, M., 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions and U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research.*, 22(3), 892–909.
- Arth, J.G., 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- Arthaud, M.H., Vasconcelos, A.M., Nogueira Neto, J.A., Oliveira, F.V.C., Parente, C.V., Monié, P., Liégeois, J.P., Caby, R., Fetter A., 1998. Main structural features of Precambrian domains from Ceará (NE Brazil). 14th International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto, 84-85.
- Arthaud, M.H., 2005. Tectônica de nappes e espessamento crustal brasileiro na região de Madalena. Boa Viagem, Ceará Central. Exame de Qualificação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (não publicado), 76p.
- Arthaud, M.H., 2007. Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental Brasileira. Exame de Qualificação ao Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 270p.

B

- Barbarin, B. & Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83, 145–153.
- Barbey, P., Bertrand, J.M., Angoua, S., Dautel, D., 1989. Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 101, 207-219.
- Barbey, P., Macaudiere, J., Nzenti, J. P., 1990. High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaoundé (Cameroon). *Journal of Petrology.*, 31, 401-427.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (Eds.). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Developments in Petrology* 6. Elsevier, Amsterdam, 463 p.
- Bea, F., Pereira, M.D., Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology.*, 117,291-312.
- Braga, A.P.F., Mendonça, J.C.G.S., 1984. Sequências vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe - Folha SB.24-Z-A-1 - Região sudeste do estado do Ceará. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 5, 2512-2526.
- Brito Neves, B.B.De., 1975. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 198 p.
- Brito Neves, B.B.De., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: *Tectonic evolution of South America*. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, 151–182.
- Brito Neves, B.B.De., Passareli, C.R, Basei, A.A.S., Santos, E.J., 2003. U-Pb age of some classic granites of the Borborema Province. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, 158-159.

Brooks, C.K., Henderson, P., Ronsbo, J.G., 1981. Rare earth element partitioning between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, northern Ireland. *Mineral. Mag.*, 44, 157-160.

C

- Caby, R. & Arthaud, M.H., 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil. *Geology.*, 14, 871-874.
- Carrington, D.P. & Watt, G.R., 1995. A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. *Chem. Geol.*, 122: 59-76.

- Castro, N.A., 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectónico Ceará Central (Província Borborema). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Brazil, 221p.
- Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.C.R., Duarte Neto, V.C., Benevides, H.C., 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará—Escala 1: 500.000. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Cesare, B., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., 2009. Do extrusion ages reflect magma generation processes at depth? An example from SE Spain: Contributions to Mineralogy and Petrology., 157, 267–279.
- Cesare, B., Acosta-Vigil, A., Ferrero, S., Bartoli, O., 2011. Melt inclusions in migmatites and granulites, in Forster, M.A., and Fitz Gerald, J.D. (Eds.) The Science of Microstructure -Part II, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN, 38, 1441-8142.
- Chappell, B. W. & White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology., 8, 173–174.
- Chappell, B. W. & White, A.J.R., 1984. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Keqin, X. & Guangchi, T. (Eds). Geology of Granites and Their Metallogenic Relations. Science Press, Beijing, 87–101.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 83, 1–26.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology., 104, 1-37.

D

- De Araujo, C.E.G., Costa, F.G., Palheta, E.S.M., Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Moura, C.A.V., 2010b. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of pre- and syn collisional granitoids from the Tamboril-Santa Quitéria granitic–migmatitic Complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): Geodynamic implications. In: VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasília.
- De Araujo, C.E.G., Cordani, U.G., Basei, M.A.S., Castro, N.A., Sato, K., Sproesser, W.M., 2012. U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. Precambrian Research., 206-207, 36–51.
- De Paolo, D.J. & Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophys. Res. Lett., 3, 249-252.
- De Paolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Lett., 53, 189-202.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 73, 135-149.

Debon, F. & Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Miner.*, 111, 493–510.

Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, R.C., Perrota, M.M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. Gonçalves, J.H. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM (Serviços Geológicos do Brasil), Brasília, Brasil, 227-334.

Dickin, A.P., 1997. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, 2nd edition, 490 p.

Dickin, A.P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge. 452 p.

E

Evensen, N.H., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 42, 1199-1212.

F

Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York, 2nd edition. 589 p.

Fetter A.H., 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. Tese de Doutorado, Department Of Geology, Kansas University, Lawrence, Kansas, USA, 164 p.

Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Nogueira Neto, J.A., Henriarthaud, M., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". *São Paulo. Revista Brasileira de Geociências.*, 30, 102-106.

Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B.De., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research.*, 6, 265-273.

Frost, T.P., Mahood, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic–felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, 272–291

Fujimaki, H., 1986. Partition coefficient of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 94, 42-45.

G

Gomes, C., 1988. Argilas. O que são e para que servem. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian (Ed.), 457p.

Green, T.H. & Pearson, N.J., 1983. Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas. *Nature.*, 305, 414-416.

H

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M.De, Bartorelli, A. 2012. Compartimentação geológica do Brasil. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M.De., Bartorelli, A. (ed). *Geologia do Brasil*. Beca, São Paulo, Brasil, 900p.

Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J.Sed. Research.*, 58, 820-829.

Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M.A., Brook, M., Pankhurst, R.J., Snelling, N.J., Drake, R., 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: Geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences.*, 1(2), 185–194.

Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds). *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 431–444.

Hoffman, P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?. *Science.*, 252, 1409–1412.

I

Indares, A. & Dunning, G., 2001. Partial melting of high-P–T metapelites from the Tshenukutish Terrane (Grenville Province): petrography and U–Pb geochronology. *Journal of Petrology.*, 42, 1547–1565.

Irving, A.J. & Frey, F.A., 1978. Distribution of trace-elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 42, 771-787

J

Jardim De Sá, E.F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan- Africana. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 803 p.

Jung, S., Hoernes, S., Masberg, P., Hoffer, E., 1999. The Petrogenesis of Some Migmatites and Granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence for Disequilibrium Melting, Wall-Rock Contamination and Crystal Fractionation. *Journal of Petrology.*, 40(8), 1241-1269.

L

- La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- Lang, H.M. & Gilotti, J.A., 2007. Partial melting of metapelites at ultrahigh-pressure conditions, Greenland Caledonides, *Journal of Metamorphic Geology.*, 25, 129–147.
- LeBreton, N. & Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stage of crustal anatexis; *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 226-237.
- Liew, T.C. & McCulloch, M.T., 1985. Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 49, 587-600.
- Lima, M.N., Nogueira Neto, J.A., Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., 2010. Geología y Geocronología U-Pb del granito de Banabuiú, Noroeste Ceará, Brasil. *Estudios Geológicos.*, 66(1), 35-44.
- Lima, M., 2014. Relações petrogenéticas entre o complexo gnáissico-migmatítico e o granito de Banabuiú, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado (não publicada), Universidade de Aveiro e Universidade do Porto, 198 p.
- Lugmair, G.W. & Marti, K., 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 349-357.

M

- Mahood, G. & Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 47, 11-30.
- Martins, G., Oliveira, E.P., Souza Filho, C.R., Lafon, J.M., 1998. Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: A Paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province?. *XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, 40, 28p.
- Martins, G., 2000. Litogeoquímica e controles geocronológicos da suíte metamórfica Algodões-Choró. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Campinas, Brazil, 220p.
- Martins, G. & Oliveira, E.P., 2004. Arcabouço litoestrutural da suíte metamórfica Algodões-Choró, Domínio Ceará Central da Província Borborema. *Revista de Geologia*, Fortaleza, 17,38-51.
- Mégard, F., 1987. Cordilheiran Andes and Marginal Andes: a review of Andean Geology north of Anca elbow. In: Monger J.W.H., Francheteau, J. (Eds). *Circum-Pacific orogenic Belts and the evolution of the Pacific Ocean Basin*. Am Geophys Un, Boulder, 71–96.

Morfin, S., Sawyer, E., Bandyayera, D., 2013. Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. *Lithos.*, 168-169, 200-218.

Moyen, J.F., 2004. Les réactions de fusion : un autre point de vue sur la formation des magmas par fusion partielle. <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/reactions-de-fusion.xml#c-fusion> (consultado em 12/11/14)

N

Nash, W.P. & Crecraft, H.R., 1985. Partition coefficients of trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 49, 2309-2322.

Neumann, W. & Huster, E., 1976. Discussion of the ^{87}Rb half-life determined by absolute counting. *Earth and Planetary Science Letters.*, 33(2), 277–288.

Nogueira, J.F., 2004. Estrutura, Geocronologia e Alojamento dos Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, 123 p.

O

O'connor, J.T., 1965. A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, 525B, B79-B84

P

Parente, C.V., 1995. Géologie et paléogéographie d'une plate-forme à évaporites et magnésite d'âge protérozoïque (2 Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Orós dans la région d'Alencar (Ceará-Brésil). Tese de Doutorado, Universidade de Nantes, 306p.

Parente, C.V., Arthaud, M.H., 1995. O sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências.*, 25, 297-306.

Parente, C. V., Filho, W. F. S. & Almeida, A. R., 2004. Bacias do estágio de transição do Domínio Setentrional da Província Borborema In: *Geologia do Continente Sul Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Cap. XXIX, Editora Beca, São Paulo, Brasil, 524-536.

Parente, C.V., Almeida, A.R., Arthaud, M.H., 2008. Nota explicativa das folhas Quixeramobim (SB.24-V-D-III), Boa Viagem (SB.24-V-D-II) e Itatira (SB.24-V-B-V), escala 1:100.000. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 205 p.

R

Ribeiro, S., 2004. Estudo geoquímico do maciço do Carrascal (Portalegre) e desenvolvimento de metodologias analíticas no LGI-UA. Tese de Mestrado. Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Aveiro 155 p.

Rogers, J.J.W., 1996. A History of Continents in the past Three Billion Years. *The Journal of Geology.*, 104(1), 91-107.

Rogers, J.J.W. & Santosh, M., 2003. Supercontinents in Earth History. *Gondwana Research.*, 6, 357–368.

Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: evolution, Presentation, Interpretation. Longman, UK, 352 p.

S

Sá, J.M., 1991. Evolution geodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil. Tese de Doutorado, Universidade de Nancy, 117p.

Santos, T.J.S., Santos, A.A., Dantas, E.L., Fuck, R.A., Parente, C.V., 2003. Nd Isotopes and the provenance of metasediments of the Itataia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, 286–289.

Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth.*, 24, 269–279.

Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology.*, 19, 291–309.

Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. *The Canadian Mineralogist*. In: Special Publication, vol. 9. NRC Research Press., Ottawa, Ontario, 371p.

Sawyer, E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos.*, 116, 273-286.

Schobbenhaus, C. & Brito Neves, B. B. De., 2003. A geologia do Brasil no contexto da plataforma Sul-Americana. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves, J. H. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM (Serviços Geológicos do Brasil), Brasília, Brasil, 5-25.

Shaw, D.M., 1972. The Origin of the Apsley Gneiss, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 9, 18-35.

Smith, W.H.F. & Sandwell, D.T., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science.*, 277(5334), 1956–1962.

Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 134, 17-32.

T

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution Blackwell Scientific Publ., Oxford, 312 p.

Torquato, J.R.F., Almeida, A.R., Sidrim, A.C.G., Maranhão, C.M.L., Parente, C.V., Nogueira Neto, J.A., Andrade Filho, J.F., Souza, J.V., Arthaud, M.H., 1989. Granitóides do Ceará - Região de Quixadá-Solonópole. *Revista de Geologia.*, 2 (1/2) 143p.

Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A.A.Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350p.

V

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences.*, 8(3), 267–288.

Vernon, R.H., Etheridge, M.A., Wall, V.J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: Indicators of magma mingling and flow. *Lithos.*, 22 (1), 1-11.

W

Ward, C.D., McArthur, J.M., Walsh, J.N., 1992. Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *Journal of Petrology.*, 33, 785-815

Watson, E.B. & Green, T.H., 1981. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters.*, 56, 405-421.

Watt, G.R. & Harley, S.L., 1993. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 11, 550–566.

Whitney, D.L. & Irving, A.J., 1994. Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, syn-metamorphic magmatism and subsolidus process. *Lithos.*, 32, 173-192.

Z

Zorpi, M.J., Coulon, C., Orsini, J.B., Cocirca, C., 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics.*, 157, 315–329.

ANEXO 1

Tabela 1.1: Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) das amostras analisadas através de espectrometria de fluorescência de raio X.

	<i>Paragnaisses</i>			
	<i>Am. 1A</i>	<i>Am. 18</i>	<i>Am. 174A</i>	<i>Am.225</i>
SiO ₂	65,226	67,177	46,412	56,732
Al ₂ O ₃	17,191	16,543	22,307	13,117
Fe ₂ O ₃ (T)	5,456	5,404	13,478	3,319
Cl	0,026	0,029	0,053	0,249
MgO	2,003	1,799	4,756	0,781
CaO	1,139	1,515	0,190	0,109
Na ₂ O	2,228	2,606	0,199	0,320
K ₂ O	2,970	2,390	7,364	3,312
TiO ₂	0,627	0,559	1,465	0,905
P ₂ O ₅	0,224	0,149	0,176	0,071
LOI	2,680	1,600	2,670	18,760
Sc	8,3	10,1	12,5	4,0
V	85,9	81,1	198,9	145,3
Cr	85,3	90,6	271,3	252,3
Mn	925,5	600,0	894,1	79,7
Co	15,5	12,5	31,9	5,0
Ni	31,2	25,7	73,9	42,3
Cu	5,9	26,6	3,2	29,6
Zn	84,9	72,1	215,4	36,2
Ga	19,3	20,2	48,6	26,2
Ge	--	--	--	--
As	--	--	--	--
Se	--	--	--	6,8
Br	2,7	9,3	2,1	3,7
Rb	164,2	145,3	499,0	88,1
Sr	149,6	222,6	27,8	73,8
Y	12,7	14,0	44,4	26,4
Zr	151,2	159,3	262,6	188,9
Nb	11,6	10,6	21,2	19,3
Mo	--	1,3	--	3,6
Ag	--	--	--	--
Cd	--	--	--	--
Sn	3,2	--	3,5	--
Sb	--	--	--	--
Te	--	--	--	--
I	--	--	--	--
Cs	8,3	6,4	9,4	--
Ba	510,1	552,6	1071,9	1368,3
La	16,5	19,8	34,6	32,6
Ce	31,7	42,2	80,7	70,0
Nd	11,8	17,3	30,6	26,7
Sm	--	--	--	--
Yb	--	--	--	--
Hf	--	--	6,6	--
Ta	--	--	--	--
W	--	--	4,6	--
Tl	--	--	3,5	--
Pb	25,9	28,7	9,0	9,0
Bi	--	--	--	--
Th	12,2	11,3	27,6	17,1
U	3,3	2,7	3,2	3,5

Tabela 1.2: Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no *Actlabs*.

	<i>Paraganaisses</i>						
	<i>Am.95A</i>	<i>Am.173A</i>	<i>M2.2</i>	<i>M7.1</i>	<i>M33.2</i>	<i>M38.1</i>	<i>M38.2</i>
SiO ₂	65,53	56,11	69,6	65,4	66,04	57,37	60,41
Al ₂ O ₃	16,68	24,15	14,36	17,47	15,84	16,12	17,02
Fe ₂ O ₃ (T)	6,55	5,34	4,5	6,78	5,66	7,84	7,12
MnO	0,102	0,083	0,065	0,071	0,152	0,109	0,073
MgO	1,97	2,26	1,27	1,63	1,88	5,12	2,12
CaO	0,44	0,28	1,4	0,06	1,36	5,54	0,49
Na ₂ O	1,22	1,13	2,9	0,46	3,07	3,17	1,45
K ₂ O	5,11	6,27	3,79	5,65	3,04	2,19	4,52
TiO ₂	0,613	0,44	0,378	0,637	0,643	0,958	0,66
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,09	0,09	0,14	0,32	0,04
LOI	2,59	4,54	1,01	2,73	1,98	2	5,31
Total	100,9	100,6	99,36	101	99,81	100,7	99,23
Sc	14	14	10	14	12	15	18
Be	1	6	2	7	3	2	1
V	106	104	45	99	85	102	115
Cr	90	80	40	100	70	170	100
Co	18	11	10	15	21	32	17
Ni	50	20	< 20	30	30	110	30
Cu	30	< 10	10	< 10	< 10	< 10	50
Zn	130	110	70	270	140	90	100
Ga	23	32	18	28	20	20	23
Ge	2,2	3,2	1,5	3	2,1	1,8	2,8
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	205	227	146	391	180	112	176
Sr	77	63	282	18	165	567	125
Y	30,9	16,7	19	27,1	21,5	14,2	31,4
Zr	229	187	220	209	174	277	195
Nb	7,8	8,5	6,9	11,1	12,4	7,1	10
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	1	1	2,6	0,6	0,5	1,7	1,3
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	< 1	< 1	17	3	5	2
Sb	0,4	0,4	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Cs	6,1	6,1	5,2	26,7	6,2	5,2	5,3
Ba	611	966	922	551	514	1572	1179
Hf	5,1	4,8	5,3	5,6	4,9	5,7	5
Ta	0,51	0,81	0,32	1,05	0,85	0,3	0,49
W	< 0.5	3,1	1,2	3,4	< 0.5	1	1,5
Tl	0,96	1	0,98	1,66	0,67	0,63	0,82
Pb	17	14	21	10	30	13	11
Bi	0,4	< 0.1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,4
Th	16,2	13,1	13,3	14,2	13,3	8,47	16,8
U	3,62	1,7	1,88	17,1	3,2	1,37	2,95

Tabela 1.2: (Continuação) Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no Actlabs.

	<i>Paragnaisses</i>		<i>Leucossomas em paragnaisse</i>				
	<i>M79.3Pt</i>	<i>M114.2</i>	<i>Am.95C</i>	<i>Am.173B</i>	<i>M3.1</i>	<i>M7.2</i>	<i>M33.3</i>
SiO ₂	61,88	63,67	74,65	78,2	75,13	73,35	75,91
Al ₂ O ₃	16,75	16,82	13,93	14,51	14,68	14,7	14,59
Fe ₂ O ₃ (T)	7,49	5,81	1,06	0,55	0,98	0,25	0,59
MnO	0,071	0,07	0,046	0,008	0,038	0,006	0,052
MgO	2,84	2,37	0,25	0,15	0,14	0,09	0,14
CaO	0,1	2,72	0,58	0,91	0,55	0,71	0,96
Na ₂ O	0,46	3,84	2,24	3,18	2,01	3,32	3,22
K ₂ O	5,45	2,67	5,46	1,93	5,33	5,65	4,22
TiO ₂	0,692	0,745	0,083	0,054	0,071	0,031	0,034
P ₂ O ₅	0,08	0,34	0,14	0,12	0,22	0,08	0,16
LOI	3,58	1,52	0,81	1,33	1,52	0,68	0,98
Total	99,4	100,6	99,25	100,9	100,7	98,86	100,9
Sc	17	14	3	2	2	< 1	2
Be	2	4	1	3	5	1	1
V	129	96	10	6	< 5	< 5	< 5
Cr	100	50	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	27	16	3	2	1	< 1	< 1
Ni	50	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	30	< 10	< 10	10
Zn	120	130	< 30	< 30	50	< 30	< 30
Ga	23	23	10	15	24	15	10
Ge	2,2	2,1	2,4	2,8	2,8	1,5	1,9
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	254	212	106	49	314	160	76
Sr	22	474	188	156	45	187	159
Y	25,7	19,3	10,5	19,3	7,2	1,3	7,4
Zr	203	183	12	44	37	12	29
Nb	10,5	8,4	1,7	2,4	8,6	0,3	0,8
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0,7	0,9	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sn	2	2	< 1	< 1	14	2	1
Sb	< 0,2	< 0,2	0,4	0,4	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Cs	6,8	2,8	1,2	0,9	7,7	2,7	0,6
Ba	481	640	1150	319	137	654	701
Hf	5,5	4,1	0,4	1,6	1,5	0,5	1
Ta	0,6	0,35	0,25	0,25	0,9	0,03	0,08
W	< 0,5	0,8	< 0,5	0,9	0,7	< 0,5	< 0,5
Tl	0,87	1,13	0,55	0,27	1,1	0,71	0,21
Pb	11	16	52	24	33	71	62
Bi	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	2,7	0,5	0,3
Th	12,2	8,45	1,62	4,05	5,16	0,83	1,65
U	2,8	1,37	1,13	3,36	2,66	0,63	5,69

Tabela 1.2: (Continuação) Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no Actlabs.

	<i>Leucossomas em paragnaisse</i>			<i>Ortognaisses</i>			
	<i>M38.3</i>	<i>M79.3Bc</i>	<i>M114.3</i>	<i>Am.30B</i>	<i>Am.99</i>	<i>Am.139</i>	<i>M79.1</i>
SiO ₂	74,46	75,22	72,61	73,46	72,8	64,49	73,45
Al ₂ O ₃	15,68	15,84	16,39	14,18	15,01	15,66	14,97
Fe ₂ O ₃ (T)	1,1	0,38	0,3	2,71	2,07	5,55	1,13
MnO	0,005	0,011	0,004	0,036	0,035	0,059	0,021
MgO	0,19	0,14	0,09	0,85	0,38	1,3	0,21
CaO	1	1,87	0,85	1,47	0,97	2,83	0,73
Na ₂ O	2,38	5,53	2,03	3,06	1,95	2,94	2,88
K ₂ O	3,91	0,82	7,23	3,57	5,51	4,87	5,37
TiO ₂	0,084	0,031	0,04	0,279	0,372	1,24	0,141
P ₂ O ₅	0,18	0,21	0,3	0,18	0,41	0,59	0,18
LOI	1,68	0,77	1,11	1	1,17	0,6	1,15
Total	100,7	100,8	101	100,8	100,7	100,1	100,2
Sc	2	2	< 1	5	3	7	2
Be	2	7	3	2	3	2	5
V	10	9	5	27	13	47	< 5
Cr	< 20	< 20	< 20	20	< 20	30	< 20
Co	1	< 1	< 1	7	3	10	1
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	20	< 10
Zn	< 30	< 30	< 30	70	100	140	90
Ga	19	10	22	17	27	27	22
Ge	2,1	1,8	2,3	2,1	2,3	2,2	2
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	68	24	189	124	233	196	256
Sr	277	253	283	180	114	381	122
Y	6	6,6	4,9	13,4	7,8	20,1	5,7
Zr	57	20	24	169	205	596	92
Nb	4,5	0,6	3,4	5,8	5,9	19,3	7,3
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,7	1,1	3,5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	2	< 1	2	< 1	< 1	< 1	3
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0,5	0,4	0,5	< 0.2
Cs	0,4	0,3	0,6	10,4	1,8	1	2,3
Ba	1266	150	1370	653	553	1300	463
Hf	1,7	1,1	0,9	4,2	5	13	2,7
Ta	0,81	0,04	0,52	0,76	0,44	0,95	0,73
W	2,1	< 0.5	1,9	2,1	1	< 0.5	< 0.5
Tl	0,23	0,07	0,85	0,6	0,91	0,99	0,93
Pb	33	38	56	30	32	22	42
Bi	0,1	< 0.1	< 0.1	0,2	< 0.1	< 0.1	2,9
Th	7,54	0,22	2,61	13	59,7	58,4	17,5
U	3,46	0,93	1,88	4,73	7,59	3,28	2,34

Tabela 1.2: (Continuação) Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no Actlabs.

	<i>Leucossomas em Ortognaisse</i>			<i>Diatexitos do tipo “schlieren”</i>			
	<i>Am.30A</i>	<i>Am.149A</i>	<i>M76.2</i>	<i>Am.174D</i>	<i>M2.1</i>	<i>M7.3</i>	<i>M7.4</i>
SiO ₂	75,21	74,18	75,75	72,65	73,16	72,53	73,31
Al ₂ O ₃	14,04	14,45	14,34	14,93	14,76	14,83	14,8
Fe ₂ O ₃ (T)	1,35	0,69	1,12	1,54	1,96	1,72	1,78
MnO	0,019	0,009	0,02	0,024	0,027	0,018	0,029
MgO	0,41	0,16	0,35	0,26	0,39	0,34	0,33
CaO	1,44	0,71	0,77	0,89	1,11	0,81	0,78
Na ₂ O	3,27	2,36	2,94	3,73	2,43	2,54	2,85
K ₂ O	4,06	6,15	4,57	4,34	5,58	6,04	5,16
TiO ₂	0,138	0,07	0,115	0,192	0,303	0,232	0,183
P ₂ O ₅	0,18	0,2	0,08	0,21	0,23	0,3	0,31
LOI	0,79	0,73	0,91	0,76	0,91	1,06	1,24
Total	100,9	99,71	101	99,53	100,9	100,4	100,8
Sc	2	2	3	2	3	2	2
Be	2	3	< 1	4	3	< 1	6
V	14	5	11	9	15	6	< 5
Cr	< 20	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	4	1	3	2	3	3	5
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	10	10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	40	30	< 30	70	80	60	210
Ga	13	16	14	23	27	23	22
Ge	1,8	2,6	0,9	2,5	2	1,7	2,2
As	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	102	190	108	246	255	214	232
Sr	206	165	161	109	128	116	109
Y	5,5	15,3	14,4	9,6	7,4	10	11,7
Zr	106	31	18	112	169	122	99
Nb	2,9	3,5	2,7	6,9	7,1	4	5,6
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2,3	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	2	2	4
Sb	0,5	0,4	< 0.2	0,4	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Cs	6	3,7	2,1	2,5	3,4	6,5	6,1
Ba	937	491	639	530	612	462	386
Hf	2,5	1,1	0,6	3	4,3	4	3,2
Ta	0,36	0,56	0,33	0,77	0,54	0,13	0,51
W	0,7	0,8	0,7	3,7	0,8	< 0.5	< 0.5
Tl	0,45	0,95	0,72	1,19	1,42	0,87	0,95
Pb	37	42	40	31	33	51	54
Bi	0,2	< 0.1	0,3	0,1	0,3	< 0.1	< 0.1
Th	5,75	1,72	5,18	24,9	41,1	27,6	21,4
U	2,91	1,34	1,76	5,09	2,08	3,48	4,64

Tabela 1.2: Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no Actlabs (Continuação).

	<i>Diatexito maciço</i>	<i>Granito de Banabuiú</i>		<i>Fácies Novo Encanto</i>	
	<i>Am.103</i>	<i>M41.1</i>	<i>M44.1</i>	<i>Am.65</i>	<i>M130.1</i>
SiO ₂	74,49	72,57	73,07	66,37	64,84
Al ₂ O ₃	14,83	14,5	14,96	14,8	15,9
Fe ₂ O ₃ (T)	1,15	1,24	1,6	4,26	4,79
MnO	0,026	0,022	0,022	0,05	0,058
MgO	0,23	0,3	0,29	1,17	1,43
CaO	0,83	0,8	0,74	2,24	2,62
Na ₂ O	3,31	2,99	3,04	3,15	3,31
K ₂ O	4,71	4,94	5,26	4,39	4,36
TiO ₂	0,125	0,128	0,195	0,94	1,138
P ₂ O ₅	0,24	0,36	0,33	0,41	0,51
LOI	0,95	1,5	1,21	0,55	0,52
Total	100,9	99,37	100,7	98,34	99,48
Sc	2	2	2	6	7
Be	5	6	5	3	4
V	9	< 5	5	40	44
Cr	20	< 20	< 20	50	40
Co	2	2	5	9	10
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	60	< 10
Zn	50	210	110	100	180
Ga	23	26	25	27	26
Ge	2,1	2,1	1,9	2,8	1,8
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	215	318	308	210	205
Sr	157	103	93	342	478
Y	6,1	7,1	6,5	16,1	19,1
Zr	59	60	92	413	493
Nb	5,4	8,6	7,6	12,2	22,3
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2,6	1,9
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	3	3	7	3
Sb	0,4	< 0.2	< 0.2	0,4	< 0.2
Cs	4	2,8	4	2,6	3,3
Ba	456	304	425	1188	1429
Hf	1,8	2	2,9	8,7	12,9
Ta	0,97	0,92	0,72	0,88	1,02
W	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tl	0,95	1,24	1,26	0,85	0,86
Pb	28	33	34	25	27
Bi	0,9	0,2	0,3	< 0.1	< 0.1
Th	5,92	9,48	16,2	29,5	30,9
U	2,44	3,74	2,85	2,19	2,5

Tabela 1.3: Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra.

	<i>Paragnaisses</i>					
	<i>Am.95A</i>	<i>Am.173A</i>	<i>M2.2</i>	<i>M7.1</i>	<i>M33.2</i>	<i>M38.1</i>
La	48,5	29,4	39,6	47,7	42,4	48,2
Ce	92,8	55,8	81,9	89	78	102
Pr	10,4	6,34	8,43	10,6	8,89	11,3
Nd	38	22,7	30,5	37,4	30,6	39,5
Sm	6,6	4,12	5,44	7	5,56	6,24
Eu	0,899	0,611	1,4	0,416	1,16	1,53
Gd	5,45	3,17	4,58	5,08	4,06	3,69
Tb	0,9	0,47	0,73	0,72	0,61	0,52
Dy	5,17	2,71	3,97	4,14	3,59	2,66
Ho	1,05	0,51	0,68	0,8	0,73	0,5
Er	3,05	1,4	1,73	2,37	2,18	1,38
Tm	0,485	0,219	0,234	0,355	0,329	0,199
Yb	3,15	1,4	1,42	2,41	2,26	1,24
Lu	0,453	0,191	0,199	0,403	0,387	0,191
Total	216,907	129,041	180,813	208,394	180,756	219,15

Tabela 1.3: (Continuação) Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra.

	<i>Paragnaisses</i>			<i>Leucossomas em paragnaisse</i>		
	<i>M38.2</i>	<i>M79.3PT</i>	<i>M114.2</i>	<i>Am.95C</i>	<i>Am.173B</i>	<i>M3.1</i>
La	55,6	45,5	49,3	8,46	12,6	10,8
Ce	110	86,7	103	14,9	25,5	20,2
Pr	11,9	10	12,6	1,62	2,97	2,64
Nd	42,4	34,8	48,4	5,52	10,6	9,08
Sm	7,65	6,49	9,39	1,07	2,79	1,79
Eu	1,24	0,913	1,62	1,09	1,06	0,22
Gd	5,85	5,03	6,78	0,85	2,7	1,2
Tb	0,91	0,78	0,99	0,18	0,52	0,2
Dy	5,25	4,47	4,59	1,37	3,22	1,14
Ho	1,1	0,87	0,73	0,34	0,59	0,21
Er	3,14	2,49	1,68	1,08	1,58	0,56
Tm	0,486	0,371	0,209	0,163	0,244	0,088
Yb	3,24	2,47	1,17	0,99	1,63	0,62
Lu	0,481	0,402	0,183	0,147	0,242	0,108
Total	249,247	201,286	240,642	37,78	66,246	48,856

Tabela 1.3: (Continuação) Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra.

	<i>Leucossomas em paragnaisse</i>				
	<i>M7.2</i>	<i>M33.3</i>	<i>M38.3</i>	<i>M79.3BC</i>	<i>M114.3</i>
La	7,94	6,29	20,9	2,49	7,46
Ce	13,2	10,5	37,5	4,69	15,7
Pr	1,38	1,08	4,37	0,6	1,73
Nd	4,12	3,66	15,9	2,26	6,29
Sm	0,65	0,68	2,92	0,68	1,45
Eu	0,674	0,551	0,886	1,74	0,501
Gd	0,37	0,67	1,65	0,81	1,05
Tb	0,06	0,13	0,21	0,16	0,18
Dy	0,27	0,96	1,04	1,08	0,79
Ho	0,04	0,23	0,17	0,21	0,14
Er	0,1	0,82	0,51	0,59	0,42
Tm	0,011	0,152	0,073	0,094	0,055
Yb	0,06	1,27	0,51	0,72	0,32
Lu	0,009	0,271	0,083	0,13	0,04
Total	28,884	27,264	86,722	16,254	36,126

Tabela 1.3: (Continuação) Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra.

	<i>Ortognaisses</i>				<i>Leucossomas em ortognaisse</i>		
	<i>Am.30B</i>	<i>Am.99</i>	<i>Am.139</i>	<i>M.79.1</i>	<i>Am.30A</i>	<i>Am.149A</i>	<i>M76.2</i>
La	37,6	76,6	130	26,6	19,3	6,65	12,7
Ce	73,5	177	283	56,3	36,8	13,2	25,9
Pr	8,55	21,9	34,4	6,54	4,09	1,56	2,73
Nd	29,9	80,5	126	21,7	14,2	5,83	9,88
Sm	5,56	10,3	17,3	3,57	2,41	1,66	2,3
Eu	0,916	0,608	1,76	0,465	0,878	0,545	0,895
Gd	3,73	3,97	8,28	1,94	1,88	1,73	2,53
Tb	0,58	0,37	0,96	0,24	0,26	0,36	0,49
Dy	2,68	1,5	4,23	1,11	1,17	2,39	2,74
Ho	0,49	0,28	0,7	0,18	0,19	0,49	0,5
Er	1,28	0,78	1,9	0,46	0,48	1,37	1,34
Tm	0,171	0,095	0,244	0,062	0,065	0,225	0,18
Yb	0,94	0,47	1,26	0,38	0,4	1,43	1,09
Lu	0,136	0,063	0,174	0,057	0,055	0,201	0,149
Total	166,033	374,436	610,208	119,604	82,178	37,641	63,424

Tabela 1.3: (Continuação) Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra.

	<i>Diatexitos do tipo “schlieren”</i>				<i>Diatexitos maciço</i>
	<i>Am. 174D</i>	<i>M2. 1</i>	<i>M7.3</i>	<i>M7.4</i>	<i>Am. 103</i>
La	46,6	63,5	46,6	36,7	17,6
Ce	95,8	148	102	80	34,6
Pr	10,9	16,2	12,7	10,1	4,04
Nd	38,2	59,7	44,2	36	14,3
Sm	6,53	9,15	8,37	7,07	2,99
Eu	0,528	0,698	0,549	0,449	0,433
Gd	3,37	4,56	4,03	3,68	2,3
Tb	0,43	0,43	0,49	0,47	0,29
Dy	1,82	1,65	2,07	2,2	1,29
Ho	0,28	0,26	0,32	0,38	0,19
Er	0,69	0,67	0,85	1	0,47
Tm	0,096	0,087	0,112	0,145	0,058
Yb	0,56	0,54	0,65	0,93	0,31
Lu	0,075	0,079	0,097	0,142	0,045
Total	205,879	305,524	223,038	179,266	78,916

Tabela 1.3: (Continuação) Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra.

	<i>Granito de Banabuiú</i>		<i>Fácies Novo Encanto</i>	
	<i>M41.1</i>	<i>M44.1</i>	<i>Am.65</i>	<i>M130.1</i>
La	19,8	32,6	91,4	77,4
Ce	41,1	66,8	185	173
Pr	4,98	8,04	21,8	18,7
Nd	16,9	27,6	77	63,4
Sm	3,68	5,67	11,1	9,98
Eu	0,328	0,428	1,48	1,67
Gd	2,29	3,12	5,56	5,79
Tb	0,3	0,35	0,64	0,75
Dy	1,41	1,46	2,98	3,67
Ho	0,22	0,21	0,52	0,66
Er	0,52	0,5	1,43	1,76
Tm	0,065	0,061	0,185	0,236
Yb	0,41	0,33	1,1	1,43
Lu	0,064	0,046	0,165	0,213
Total	92,067	147,215	400,36	358,659

ANEXO 2

Tabela 2.1: Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd das amostras de paragnaisse e leucossomas associados.

	<i>Paragnaisses</i>		<i>Leucossomas em paragnaisse</i>		
	<i>Am.95A</i>	<i>M7.1</i>	<i>Am.95C</i>	<i>M7.2</i>	<i>M79.3 Bc</i>
Rb (ppm)	220	391	106	160	24
Sr (ppm)	75,5	18	188	187	253
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	8,52	66,00	1,641	2,49	0,28
erro	0,24	1,87	0,046	0,070	0,01
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,81587	1,220721	0,769101	0,770491	0,826073
erro	0,000036	0,000054	0,000026	0,000031	0,000033
Sm	6,60	7,00	1,07	0,65	0,68
Nd	38,0	37,4	5,52	4,12	2,26
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,105	0,113	0,117	0,095	0,182
erro	0,006	0,003	0,006	0,003	0,010
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,511334	0,511402	0,511389	0,511162	0,511587
erro	0,000012	0,000018	0,000021	0,000011	0,000015

Tabela 2.2: Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd das amostras ortognaisse e leucossomas associados.

	<i>Ortognaises</i>			<i>Leucossoma em ortognaisse</i>
	<i>Am.30B</i>	<i>Am.139</i>	<i>M.79.1</i>	<i>Am.30A</i>
Rb (ppm)	124	196	256	102
Sr (ppm)	180	381	122	206
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2,002	1,490	6,11	1,438
erro	0,057	0,042	0,17	0,041
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,754337	0,721396	0,772897	0,749774
erro	0,000020	0,000023	0,000029	0,000022
Sm	5,56	17,3	3,57	2,41
Nd	29,9	126	21,70	14,2
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,112	0,083	0,100	0,103
erro	0,006	0,008	0,005	0,006
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,511419	0,511324	0,511332	0,511363
erro	0,000019	0,000027	0,000019	0,000016

Tabela 2.3: Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd das amostras de diatexitos.

	<i>Diatexitos do tipo “schlieren”</i>			<i>Diatexito maciço</i>
	<i>Am. 174D</i>	<i>M7.3</i>	<i>M7.4</i>	<i>Am. 103</i>
Rb (ppm)	246	214	232	215
Sr (ppm)	109	116	109	157
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	6,57	5,37	6,21	3,98
erro	0,19	0,15	0,18	0,11
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,776623	0,776246	0,792929	0,749312
erro	0,000019	0,000023	0,000032	0,000013
Sm	6,53	8,37	7,07	2,99
Nd	38,2	44,20	36,00	14,0
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,103	0,115	0,119	0,129
erro	0,006	0,006	0,003	0,007
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,511276	0,511361	0,511365	0,511444
erro	0,000016	0,000011	0,000011	0,000009

Tabela 2.4: Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd das amostras de granito e granodiorito.

	<i>Granito de Banabuiú</i>		<i>Fácies Novo Encanto</i>
	<i>M41.1</i>	<i>M44.1</i>	<i>Am. 65</i>
Rb (ppm)	318,00	298	210
Sr (ppm)	103,00	91,1	342
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	9,01	9,56	1,779
erro	0,26	0,27	0,050
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,797300	0,799127	0,724213
erro	0,000035	0,000029	0,000014
Sm	3,68	5,67	11,1
Nd	16,90	27,6	77
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,13	0,124	0,087
erro	0,004	0,007	0,009
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,511416	0,511383	0,511439
erro	0,000014	0,000017	0,000016